Lith: 465 b Zirkel

LEHRBUCH

DER

PETROGRAPHIE.

LEHRBUCH

DER

PETROGRAPHIE

VON

Dr. FERDINAND ZIRKEL,

O. Ö. PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT ZU LEMBERG.

ERSTER BAND.

BONN,

BEI ADOLPH MARCUS.

1866.

156 _ 9

BIBLIOTHECA
REGIA
MONACENSIS

Bonn, Druck von Carl Georgi.

Vorrede.

Nur wenige Worte sind es, mit denen ich das Erscheinen des vorliegenden Werkes begleiten möchte. Es ist darin versucht worden, ein wenigstens in seinen wichtigsten Zügen möglichst vollständiges Gesammtbild unserer Kenntnisse von den die Erdkruste zusammensetzenden Gesteinen in ihren verschiedenen — nicht nur mineralogischen und chemischen, sondern auch geotektonischen und genetischen — Beziehungen und auf Grund der neuesten Forschungen zu entwerfen. Zumal der jüngsten Zeit hat die Petrographie so manche belangreiche Ergebnisse zu verdanken, deren übersichtliche Zusammenstellung dazu anregen musste, weitere Schlussfolgerungen aufzubauen, um allgemeinere Gesichtspunkte zu gewinnen. Trotz des Strebens nach möglichster Kürze ist dennoch bei der reichen Fülle des vorliegenden, tagtäglich sich häufenden Materials das Werk zu zwei Bänden angewachsen; bei dem gerade in der Mitte desselben innig verknüpften Inhalt war es unvermeidlich, dass die durch den Umfang der Bogenzahl gebotene Trennung nicht mit einem der Hauptabschnitte zusammenfällt, was indessen keine allzu störende Wirkung ausüben dürfte. Der erste Band schliesst mit den alten krystallinisch-körnigen Orthoklasgesteinen; der zweite, welcher, im Druck bereits begonnen, binnen Kurzem erscheinen wird, behandelt die übrigen feldspathführenden und feldspathfreien Glieder der gemengten krystallinisch-körnigen

Massengesteine, die krystallinischen Schiefer und die klastischen Gebilde, sowie Betrachtungen und Untersuchungen über die genetischen Verhältnisse vorzugsweise der beiden erstgenannten Gruppen. Die gewählte Anordnung der Gesteine erhebt keinen Anspruch darauf, ein System zu sein, dessen Aufstellung erst mehr erweiterten und geläuterten Kenntnissen möglich sein wird, sondern soll nur dazu dienen, Aehnliches zu Aehnlichem zu gruppiren. Dass für die einzelnen Gesteine eine kurze Literaturübersicht und gleichfalls bei den meisten der wichtigern Angaben stets die Quellen hinzugefügt sind, aus welchen dieselben entnommen wurden und welche ich bis auf höchst spärliche Ausnahmen sämmtlich selbst verglichen habe, wird derjenige nicht gern vermissen, welcher selbständigen Forschungen sich widmend, für die bisher gewonnenen Resultate auf das Original zurückzugehen veranlasst ist. Gerade bei dem Bewusstsein, dass eine Arbeit, welche wie die vorliegende auf einem zwar vielbetretenen aber an Irrpfaden reichen Gebiet der Geologie sich bewegt, welche so zahlreiche fremde Angaben enthält, die bald nur mitgetheilt, bald zu Schlussfolgerungen verwandt, bald auch kritisch beleuchtet sind, nicht frei von allerlei Fehlern und Mängeln sein wird, würde es mir zur doppelten Befriedigung gereichen, wenn es gleichwohl gelungen sein sollte, zur Erweiterung unserer petrographischen Kenntnisse Einiges beigetragen zu haben. Möge dem Lehrbuch, welches in manchen Punkten weiter greift, als frühere Werke ähnlichen Titels, dieselbe Aufnahme beschieden sein, der sich jene verwandten Vorgänger in reichlichem und verdientem Maasse zu erfreuen hatten.

Lemberg, im Februar 1866.

F. Zirkel.

Inhaltsverzeichniss.

	Seite
Allgemeine Petrographie	1
Vorbemerkung	1
Krystallinische und klastische Gesteine	1
Einfache und gemengte Gesteine. Wesentliche und accessorische Gemengtheile	4
Untersuchung und Erkennung der Gemengtheile. Bestimmung des quantitativen Verhältnisses derselben	7
Chemische Bestandtheile der Gesteine	14
Mineralische Bestandtheile der Gesteine	17
Textur der krystallinischen und klastischen Gesteine	56
Accessorische Bestandmassen, Concretionen, Secretionen, Einschlüsse	81
Uebergänge der Gesteine unter einander	94
Ursprünglicher und umgewandelter Zustand der Gesteine. Wirkende Ursachen bei der Umwandlung	96
Absonderungsformen der Gesteine	98
Lagerungsformen und Lagerungsweise der Gesteine	110
Schichten	110
Gänge	136
Decken	142
Kuppen	147
Stöcke	152
Allgemeines über die Bildungsweise der Gesteine und ihrer Mineralien	154
Gruppirung und Eintheilung der Gesteine	171

Seite

Einfache krystallinische Gesteine 174

Eis 175

Firneis 175

Gletschereis 176

Wassereis 178

Haloidgesteine 179

Steinsalz 179

Flussspath 192

Kryolith 192

Kalkstein 193

Dolomit 234

Mergel 253

Gyps und Anhydrit 259

Phosphorit 273

Stassfurtit 275

Schwerspath 276

Kieselgesteine 277

Quarzit und Quarzitschiefer 277

Kieselschiefer 282

Hornstein 287

Jaspis 288

Süsswasserquarz 288

Opal 289

Flint 290

Kieselsinter und Kieseltuff 296

Polirschiefer 298

Kieselguhr 299

Silicatgesteine 302

Augitgestein 302

Malakolithfels 303

Hornblendegestein 303

Skapolithfels 308

Epidosit 308

Erlanfels 309

Smirgel 309

Chloritschiefer und Topfstein 310

Talkschiefer 316

Serpentin 319

Seite

Erzgesteine 335

Eisenglimmerschiefer 335
Itabirit 336
Rotheisenstein und Eisenglanz 336
Brauneisenstein 338
Eisenoolith 340
Bohnerz 342
Eisenspath und Sphärosiderit 344
Magneteisenstein 349

Kohlengesteine 351

Graphit 352
Anthracit 553
Steinkohle 361
Braunkohle 387
Torf 397
Asphalt 404
Brandschiefer 407
Guano 409

Gemengte krystallinisch-körnige Gesteine 412

Allgemeines über mineralogische und chemische Zusammensetzung 412
Specifisches Gewicht 420
Verhalten gegen Säuren und Alkalien 426
Magnetische Verhältnisse 428
Texturverhältnisse 437
Mineralogische und chemische Gruppirung 440

Aeltere Feldspathgesteine 474

Quarzhaltige Orthoklasgesteine 474
Granit 475
Granitporphyr und Syenitgranitporphyr . . . 526
Felsitporphyr 530
Petrosilex und Hälleflinta 563
Pechstein 566

Seite

Quarzfreie Orthoklasgesteine 578
Syenit 578
Foyaït 590
Zirkonsyenit 591
Miascit 593
Ditroit 595
Quarzfreier Orthoklasporphyr 596
Minette 602

Literatur-Uebersicht.

In Folgendem seien zuvörderst diejenigen wichtigern selbständigen Werke zusammengestellt, welche entweder die Wissenschaft der Petrographie als solche behandeln, oder einzelne petrographische Verhältnisse zur Sprache bringen. Daran reihe sich eine allgemeine Uebersicht über diejenigen deutschen und ausländischen Zeitschriften, in denen sich petrographische Abhandlungen veröffentlicht finden.

I. Einzelne Werke.

Abich, H., Geologische Beobachtungen über die vulkanischen Erscheinungen und Bildungen in Unter- und Mittel-Italien; auch unter dem Titel: Ueber die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen. Braunschweig 1841. 4. Nebst Atlas.

— Ueber die geologische Natur des armenischen Hochlandes; nebst Anhang über die Natur der vulkanischen Gesteine in Transkaukasien. Dorpat 1843. 4.

Alberti, Fr. v., Halurgische Geologie. 2 Bde. Stuttgart u. Tübingen 1852. 8.

— Ueberblick über die Trias und ihr Vorkommen in den Alpen. Stuttgart 1864. 8.

Bertrand-Roux, J. M., Description géognostique des environs de Puy en Velay. Paris 1823. 8.

Beudant, F. S., Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris 1822. 4. Deutsch im Auszuge von C. Th. Kleinschrod. Leipzig 1825. 8.

Beust, F. C., Geognostische Skizze der wichtigsten Porphyrgebilde zwischen Freiberg, Frauenstein, Tharandt und Nossen. Freiberg 1835. 8.

Bischof, F., Die Steinsalzwerke bei Stassfurt. Halle 1864. 8.

Bischof, G., Lehrbuch der physikalischen und chemischen Geologie 1. Aufl. 2 Bde. Bonn 1848—55. 8.; dasselbe in zweiter Auflage 3 Bde. Bonn 1863—66. 8.

Blum, J. R., Die Pseudomorphosen des Mineralreichs. Stuttgart 1843. 8. Erster Nachtrag dazu. Stuttgart 1847. 8. Zweiter Nachtrag. Heidelberg 1852. 8. Dritter Nachtrag. Erlangen 1863. 8.

— Handbuch der Lithologie oder Gesteinslehre. Erlangen 1860. 8.

Boué, A., Essai géologique sur l'Écosse. Paris 1820. 8.
— Esquisse géologique de la Turquie d'Europe (aus dem Werke »La Turquie d'Europe«). Paris 1840. 8.
Breislak, Scipio, Lehrbuch der Geologie. Nach der 2. franz. Aufl. übers. von Fr. K. v. Strombeck. 3 Bde. Braunschweig 1819—21. 8. Nebst Atlas.
Breithaupt, A., Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg 1849. 8.
Brongniart, Alex., Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes. Paris 1827. 8.
Bronn, H. G., Gaea Heidelbergensis oder Beschreibung der Gegend von Heidelberg. Heidelberg 1830. 8.
— Handbuch einer Geschichte der Natur. 2 Bde. Stuttg. 1841 u. 43. 8.
Buch, L. v., Versuch einer mineralogischen Beschreibung von Landeck. Breslau 1797. 4.
— Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien, nebst mineralogischen Briefen aus der Auvergne. 2 Bde. Berlin 1802 und 1809. 8.
— Reise durch Norwegen und Lappland. 2 Bde. Berlin 1810. 8.
— Physikalische Beschreibung der canarischen Inseln. Berlin 1825. 4. Nebst Atlas.
Burat, A., Traité de géognosie. Paris 1835. 8.
— Description des terrains volcaniques de la France centrale. Paris 1833. 8.
Burkart, J., Aufenthalt und Reisen in Mexico in den Jahren 1825 bis 1834. 2 Bde. Stuttgart 1836. 8.
Carlet, J., Traité élémentaire des roches. Paris et Dijon 1851. 8.
Charpentier, J. F. W. v., Mineralogische Geographie der chursächsischen Lande. Leipzig 1778. 4.
Charpentier, J. de, Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées. Paris 1823. 8.
Coquand, H., Traité des roches, considérées au point de vue de leur origine, de leur composition, de leur gisement etc. Paris et Besançon 1857. 8.
Cotta, B. v., Geognostische Wanderungen. 2 Bde. Dresden u. Leipzig 1836 und 38. 8.
— Grundriss der Geognosie und Geologie. Dresden u. Leipzig 1846. 8.
— Geologische Briefe aus den Alpen. Leipzig 1850. 8.
— Geologische Bilder. Leipzig 1852. 8.
— Geologische Fragen. Freiberg 1857—58. 8.
— Gangstudien oder Beiträge zur Kenntniss der Erzgänge. 4 Bde. Freiberg 1847—62. 8.
— Deutschlands Boden, sein geognostischer Bau u. s. w. 2. Aufl. Leipzig 1858. 8.
— Die Gesteinslehre. Freiberg 1855. 8. 2. umgearb. Aufl. ebendas. 1862. 8.
— Erzlagerstätten im Banat und in Serbien. Wien 1864. 8.
Credner, H., Uebersicht der geognostischen Verhältnisse Thüringens und des Harzes. Gotha 1843. 8.
— Erläuterungen zu den geognostischen Karten des Thüringer Waldes. Gotha 1847 und 1855.

Dahll, T., Ueber die Geologie Tellemarkens. Deutsch von Christophersen. Christiania 1860. 4.

Dana, J. D., Manual of geology. Philadelphia 1863. 8.

Darwin, Ch., Naturwissenschaftliche Reisen u. s. w. Deutsch v. Ernst Dieffenbach. 2 Bde. Braunschweig 1844. 8.

— Geological observations on volcanic islands (2. Theil der Geology of the voyage of the Beagle). London 1844. 8.

— Geological observations on South-America. London 1846. 8.

Daubrée, A., Description géologique et minéralogique du département du Bas-Rhin. Strasbourg 1832. 8.

— Études et expériences synthétiques sur le métamorphisme et sur la formation des roches cristallines. Paris 1860. 4. (Aus d. Mém. der Acad. des sciences.)

Dechen, H. v., Geognostischer Führer in das Siebengebirge am Rhein mit miner.-petrogr. Bemerk. von vom Rath. Bonn 1861. 12.

— Geognost. Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel. Bonn 1861. 12.

— Geognostische Beschreibung des Laacher See's und seiner vulkanischen Umgebung. Bonn 1864. 12.

De la Beche, H. Th., Handbuch der Geognosie, nach der 2. Aufl. bearb. von H. v. Dechen. Berlin 1832. 8.

— Report on the geology of Cornwall, Devon and West-Somerset. London 1839. 8.

Deville, Ch. Sainte-Claire, Voyage géologique aux Antilles et aux îles de Tenerifa et de Fogo. Paris 1847—60. 4.

Drian, A., Minéralogie et pétrologie des environs de Lyon. Lyon 1849. 8.

Dufrénoy, A. et *Élie de Beaumont*, Mémoires pour servir à une description géologique de la France. 4 Bde. Paris 1830—38. 8.

— — Explication de la carte géologique de la France. 2 Bde. Paris 1841 u. 48. 4.

Ehrenberg, C. G., Bildung der europ., lib. und arab. Kreide und des Kreidemergels aus mikroskopischen Organismen. Berlin 1839. 4.

Engelbrecht, Ch. A., Kurze Beschreibung des Weisssteins, einer im geognostischen System bis jetzt unbekannt gewesenen Gebirgsart. Leipzig 1802. 8.

Erdmann, Axel, Vägledning till Bergarternas Kännedom. Stockh. 1855.

— Forsök till en geognostisk-mineralogisk Beskrifning öfver Tunabergs Socken. 1849. Uebers. von Franz Creplin im Beilagenheft zum Neuen Jahrb. f. Miner. 1851.

Eschwege, W. L. C. v., Beiträge zur Gebirgskunde Brasiliens. Berlin 1832. 8.

— Pluto brasiliensis. Berlin 1833. 8.

Foster, J. W. und *Whitney, J. D.*, Report on the geology and topography of a portion of the Lake-superior land district in the state of Michigan. 2 Bde. Washington 1850—51. 8.

Fournet, J., Die Metamorphosen der Gesteine nachgewiesen in den westlichen Alpen; aus d. Franz. übers. v. Vogelgesang, mit einem Vorw. v. Cotta. Freiberg 1847. 8.

— Géologie Lyonnaise. Lyon 1861. 8.

Freiesleben, J. C., Geognost. Arbeiten. 6 Bde. Freiberg 1807—17. 8.

Fuchs, C. W. C., Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Leipzig und Heidelberg. 1865. 8.

Fuchs, W., Die Venetianer Alpen. Solothurn 1844.

Geinitz, H. B., Fleck, H. u. *Hartig, E.*, Die Steinkohlen Deutschlands und anderer Länder Europas. I. Band, Geologie der Steinkohlen v. Geinitz, mit Atlas. München 1865. 4.

Girard, H., Geologische Wanderungen. Halle 1855. 8.

Glocker, Beiträge zur mineralogischen Kenntniss der Sudetenländer, insbesondere Schlesiens. Breslau 1827. 8.

Göppert, Preisfrage über die Entstehung der Steinkohlenlager. Leyden 1848. 4.

Goldfuss, G. A. und *Bischof, G.*, Physikalisch-statistische Beschreibung des Fichtelgebirges. 2 Bde. Nürnberg 1817. 8.

Gras, Scip., Statistique minéralogique du département de la Drôme. Grenoble 1835. 8.

— Statistique minéralogique du dép. des Basses-Alpes. Grenoble 1840. 8.

— Description géologique du département de Vaucluse. Paris 1862. 8.

Gümbel, C. W., Uebersicht der geognostischen Verhältnisse der Oberpfalz. Regensburg 1854. 8.

— Geognostische Beschreibung des baierischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861. 8.

Gurlt, A., Uebersicht der pyrogeneten künstlichen Mineralien, namentlich der krystallisirten Hüttenerzeugnisse. Freiberg 1857. 8.

Gutberlet, W. C. J., Einschlüsse in vulkanoid. Gesteinen. Fulda 1853. 8.

Haidinger, W., Naturwissenschaftliche Abhandlungen, gesammelt u. herausg. von W. Haidinger. 3 Bde. Wien 1847—50. 4.

Hall, J. and *Whitney, J. D.*, Report on the geological survey of the state of Jowa. 2 Bde. Jowa 1858. 8.

— — Report on the geological survey of the state of Wisconsin. 1862.

Hartung, G., Die Azoren in ihrer äussern Erscheinung und nach ihrer geognostischen Natur geschildert. Leipz. 1860. 8. Nebst Atlas.

— Geologische Beschreibung der Inseln Madeira und Porto Santo. Leipzig 1864. 8.

Hauer, Fr. v. und *Stache, G.*, Geologie Siebenbürgens. Wien 1863. 8.

Hauer, K. v., Die fossilen Kohlen Oesterreichs nach ihrem Formationsalter und Brennwerthe. 2. Aufl. Wien 1865. 8.

Hausmann, J. Fr. L., Reise durch Skandinavien in den Jahren 1806 und 1807. 5 Bde. Göttingen 1811—1818. 8.

— Studien des göttingischen Vereins bergmännischer Freunde; im Namen ders. herausg. v. J. F. L. Hausmann. 6 Bde. Götting. 1824—54.

— Ueber die Bildung des Harzgebirges. Göttingen 1842. 4.

Heim, J. L., Geologische Beschreibung des Thüringer Waldgebirges. 6 Bde. Meiningen 1796—1812. 8.

Herget, E., Der Spiriferensandstein und seine Metamorphosen. Wiesbaden 1863. 8.

Hitchcock, Ed., Report on the geology, mineralogy, botany and zoology of Massachusetts. Amherst 1838. 8.

Hochstetter, F. v., Geologie von Neuseeland (Reise der österr. Fregatte Novara, geologischer Theil I. 1). Wien 1864. 4.

Hoffmann, Fr., Uebersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. Leipzig 1830. 8.

— Geognostische Beobachtungen, gesammelt auf einer Reise durch Italien und Sicilien in den Jahren 1830—32. (Aus Karstens Archiv XIII.) Berlin 1839. 8.

Humboldt, A. v., Mineralogische Beobachtungen über einige Basalte am Rhein. Braunschweig 1790. 8.

— Geognostischer Versuch über die Lagerung der Gebirgsarten in beiden Erdhälften. Deutsch von K. C. v. Leonhard. Strassburg 1823. 8.

— und *Bonpland, A.*, Reise in die Aequinoctialgegenden des neuen Continents in den Jahren 1799—1804. 6 Bde. Stuttgart und Tübingen 1815—32. 8.

— Kosmos. Entwurf einer physischen Weltbeschreibung. 5 Bände. Stuttgart und Tübingen 1845—62. 8.

Jackson, Ch. T., Report on the geology of the state of Maine. First R. Augusta 1837. 8. Second R. 1838. Third R. 1839.

— Report on the geological and mineralogical survey of the mineral lands of the united states in the state of Michigan. Washington 1849. 8.

Junghuhn, F., Java, Deszelfs gedaante, bekleeding en inwendige structuur. Amsterdam 1850—53. 8. Nebst Atlas.

Keilhau, B. M., Gaea Norvegica, herausg. von B. M. Keilhau. 3 Bde. Christiania 1838—50. 4.

— Darstellung der Uebergangsformation in Norwegen. Uebers. von C. F. Naumann. Leipzig 1826. 8.

Kittel, M. B., Skizze der geognostischen Verhältnisse der nächsten Umgebung Aschaffenburgs. Aschaffenburg 1840. 4.

Kjerulf, Th., Das Christiania - Silurbecken, chemisch - geognostisch untersucht. Christiania 1855. 4.

— Ueber die Geologie des südlichen Norwegens; mit Beiträgen von Tellef Dahll. Christiania 1857. 8.

— und *T. Dahll*, Ueber den Erzdistrict Kongsberg. Deutsch von Christophersen. Christiania 1860. 4.

Klipstein, A. v., Beiträge zur geologischen Kenntniss der östlichen Alpen. Giessen 1843. 4.

Köchlin-Schlumberger et *Schimper, Ph.*, Le terrain de transition des Vosges. Strasbourg 1862. 4.

Kutorga, St., Geognostische Beobachtungen im südlichen Finnland. St. Petersburg 1851. 8.

Lasius, G. S. O., Beobachtungen über die Harzgebirge. 2 Bände. Hannover 1789. 8.

Leonhard, K. C. v., Characteristik der Felsarten. 3 Bde. Heidelberg 1823 und 1824. 8.

— Grundzüge der Geologie u. Geognosie. 2. Aufl. Heidelberg 1831. 8.

— Die Basaltgebilde in ihren Beziehungen zu normalen und abnormen Felsmassen. Nebst Atlas. 2 Bde. Stuttgart 1832. 8.

— Lehrbuch der Geognosie und Geologie; nebst Atlas. 3 Bände. 1. Aufl. Stuttgart 1835. 8. 2. Aufl. Stuttgart 1846—49. 8.

— Hüttenerzeugnisse und andere auf künstlichem Wege gebildete

Mineralien, als Stützpunkt geologischer Hypothesen. 1. Heft. Stuttgart 1858. 8.
Leonhard, G., Beiträge zur Geologie der Gegend von Heidelberg. Heidelberg 1844. 8.
— Die quarzführenden Porphyre. Stuttgart 1851. 8.
— Beiträge zur mineralogischen und geognostischen Kenntniss des Grossherzogthums Baden. Stuttgart 1853—54. 8.
— Geognostisch-mineralogische Beschreibung der badischen Bergstrasse. Stuttgart 1853. 8.
— Geognostische Skizze des Grossherzogthums Baden. 2. Aufl. Stuttgart 1861. 8.
— Grundzüge der Geognosie und Geologie. 2. Aufl. Leipzig und Heidelberg 1863. 8.
Leymerie, A., Esquisse géognostique des Pyrénées de la Haute-Garonne. Toulouse 1858. 8.
Logan, W., *Murray, A.*, *Hunt, St.*, *Billings, E.*, Geological survey of Canada. Montreal 1863. 8.
Lyell, Ch., Principles of geology or the modern changes of the earth and its inhabitants. 9. Aufl. London 1853. 8.
— Geologie oder Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner; die deutsche Uebersetzung eingeführt durch v. Cotta. 2 Bde. Berlin 1857. 8.
— Elements of geology. 6. Aufl. 2 Bde. London 1865. 8.
Macculloch, J., A description of the western islands of Scotland, including the isle of Man. Mit Atlas. 2 Bde. London 1819.
— A geological classification of rocks, with descriptive synopsis of the species and varieties. London 1821. 8.
Marmora, Chev. Alb. de la, Voyage en Sardaigne. III. partie; description géologique. Nebst Atlas. 2 Bde. Turin 1857. 8. 3. Supplementband. Turin 1860.
Murchison, R. J., de Verneuil, E. and *Keyserling, Count A. v.,* The geology of Russia in Europe and the Ural-mountains. London and Paris 1845. 4. Deutsch bearbeitet von G. Leonhard. Stuttgart 1848. 8.
— Siluria, the history of the oldest fossiliferous rocks and their fondations. 3. Aufl. London 1859. 8.
Naumann, C. Fr., Andeutungen zu einer Gesteinslehre, zunächst in Bezug auf die krystallinische Kieselreihe. Leipzig 1824. 8.
— Beiträge zur Kenntniss Norwegens. 2 Bde. Leipzig 1824. 8.
— Erläuterungen zu der geognostischen Karte des Königreichs Sachsen und der angrenzenden Länderabtheilungen. 5 Hefte in 2 Bänden. Dresden und Leipzig 1836—1845. 8.
— Lehrbuch der Geognosie. 1. Aufl. 2 Bde. Leipzig 1850 und 54. 8. 2. Aufl. 3 Bde. Leipzig 1857—
Necker de Saussure, L. A. Voyage en Écosse et aux îles Hébrides. 3 Bde. Genève et Paris 1821. 8.
Nicol, J., Guide to the geology of Scotland. Edinburgh 1844. 8.
Nöggerath, J., Das Gebirge in Rheinland-Westphalen. 4 Bde. Bonn 1822—26. 8.
— Mineralog. Studien üb. d. Gebirge am Niederrh. Frankf. a.M. 1808. 8.

Nöggerath, J., Ausflug nach Böhmen und die Versammlung der deutschen Naturforscher u. Aerzte in Prag im Jahre 1837. Bonn 1838. 8.
— Geognosie und Geologie in »Die allgemeinen Naturwissenschaften.« Essen 1859. 8.
Nose, C. W., Orographische Briefe über das Siebengebirge und die benachbarten, zum Theil vulkanischen Gegenden beider Ufer des Niederrheins. 2 Bde. 1789 und 1790. 4.
Oeynhausen, C. v., Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien. Essen 1822. 8.
— Erläuterungen zur geognostisch-geographischen Karte der Umgegend des Laacher Sees. Berlin 1847. 4.
Oppermann, P. W., Ueber Schalstein und Kalktrapp, zwei Felsarten, die bisher unter der Benennung Schalstein zusammengefasst wurden. Frankfurt a. M. 1836. 4.
d'Orbigny, Charles, Artikel Roches im »Dictionnaire universel d'histoire naturelle.« Paris 1847.
Owen, D. D., Report of a geological survey of Wisconsin, Iowa and Minnesota. 2 Bde. Philadelphia 1852. 4.
— Report of the geological survey in Kentucky. Frankfurt in Kentucky 1856. 8.
Pagels, Fr., De basaltae in argillam transmutatione. Berolini 1858. 8.
Palassou, Mémoires pour servir à l'histoire naturelle des Pyrénées et des pays adjacents. Pau 1815. 8.
Petzholdt, A., Geologie. 2. Aufl. Leipzig 1845. 8.
Le Play, Huot etc. Voyage dans la Russie méridionale et la Crimée. 4 Bde. Paris 1840—42.
Poulett Scrope, G., Considerations on volcanos. 1. Aufl. London 1825. 8. 2. Aufl. London 1862. 8.
— The geology and extinct volcanos of Central France. 2. Aufl. London 1858. 8.
Preyer, W. und *Zirkel, F.*, Reise nach Island im Sommer 1860. Leipzig 1862. 8.
Quenstedt, Fr. A., Das Flötzgebirge Württembergs. Mit besonderer Rücksicht auf den Jura. Tübingen 1843. 8.
— Epochen der Natur. Tübingen 1861. 8.
Rammelsberg, C. F., Handbuch der Mineralchemie. Leipzig 1860. 8.
Ramsay, A. C., Geology of the island of Arran. Glasgow 1841. 8.
— *Bristow, Bauermann* and *Geikie*, A descriptive catalogue of the rock-specimens in the museum of practical geology. London 1860. 8.
Rath, G. vom, Ein Beitrag zur Kenntniss der Trachyte des Siebengebirges. Bonn 1861. 8.
Raumer, C. v., Das Gebirge Niederschlesiens, der Grafschaft Glatz und eines Theils von Böhmen und der Oberlausitz, geognostisch dargestellt. Berlin 1819. 8.
Reichel, C. F., Die Basalte und säulenförmigen Sandsteine der Zittauer Gegend in Sachsen und Böhmen. Leipzig 1852. 8.
Reiss, W., Die Diabas- und Lavenformation der Insel Palma. Wiesbaden 1861. 8.
Rentzsch, Die Pechsteine des Meissener Porphyrdistrictes. Dresd. 1860.
Reuss, Aug. E., Die Umgebungen von Teplitz und Bilin in Be-

ziehung auf ihre geognostischen Verhältnisse. Prag, Leitmeritz und Teplitz 1840. 8.
Reuss, Aug. E., Kurze Uebersicht der geognostischen Verhältnisse Böhmens. Prag 1854. 8.
— Geognostische Skizze der Umgebungen von Karlsbad, Marienbad und Franzensbad. Prag 1863. 8.
Reuss, Fr. A., Lehrbuch der Geognosie. 2 Bde. Leipzig 1805. 8.
Richthofen, F. Freih. v., Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, St. Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. Gotha 1860. 4.
Römer, F. A., Synopsis d. Mineralogie u. Geognosie. Hannover 1853. 8.
Rogers, H. D., Report of the geological survey of the state of New-Jersey. Philadelphia 1836. 8.
— Report on the geological exploration of the state of Pennsylvania. Harrisburg. First R. 1836; second R. 1838; third R. 1839; fourth R. 1840. 8.
Rose, G., Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai und dem caspischen Meere. 2 Bde. Berlin 1837 u. 1842. 8.
Roth, J., Die Kugelform im Mineralreiche und deren Einfluss auf die Absonderungsgestalten der Gesteine. Dresd. u. Leipz. 1844. 4.
— Der Vesuv und die Umgegend von Neapel. Berlin 1857. 8.
— Die Gesteinsanalysen in tabellarischer Uebersicht und mit kritischen Erläuterungen. Berlin 1861. Quer-Folio.
Rozet, P. de, Description géologique de la partie méridionale de la chaîne des Vosges. Paris 1834. 8.
Russegger, J., Reisen in Europa, Asien und Africa mit besonderer Rücksicht auf die naturwissenschaftlichen Verhältnisse der betreffenden Länder in den Jahren 1835—1841. 5 Bde. Stuttgart 1841—48. 8. Nebst Atlas.
Sandberger, Fr., Uebersicht der geologischen Verhältnisse des Herzogthums Nassau. Wiesbaden 1847. 8.
— Geologische Beschreibung der Umgebungen von Badenweiler. (Aus den Beiträgen zur Statistik der innern Verwaltung des Grossherzogthums Baden.) Karlsruhe 1858. 4.
— Geologische Beschreibung der Umgebungen von Ueberlingen (ebendaher). Karlsruhe 1859. 4.
— Geologische Beschreibung der Renchbäder (ebendaher). Karlsruhe 1863. 4.
Sartorius, G. Chr., Geognostische Beobachtungen und Erfahrungen vorzüglich in Hinsicht des Basalts. Eisenach 1821. 8.
Sartorius von Waltershausen, W., Physisch-geographische Skizze von Island mit besonderer Rücksicht auf vulkanische Erscheinungen. Göttingen 1847. 8.
— Ueber die vulkanischen Gesteine in Sicilien und Island und ihre submarine Umbildung. Göttingen 1853. 8.
Saussure, H. B. de, Voyages dans les Alpes précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. 8 Bde. Neufchâtel 1796—1803. 8.
Schmidt, Fr., jun., Die Gesteine der Centralgruppe des Fichtelgebirges. Leipzig 1850. 8.

Senft, F., Lehrbuch der Gebirgskunde. Jena 1847. 8.
— Classification und Beschreibung der Felsarten. Breslau 1857. 8.
— Die Humus-, Marsch-, Torf- und Limonitbildungen. Leipz. 1862. 8.
Serres, Marcel de, Traité des roches simples et composées ou de la classification géognostique des roches d'après leurs caractères minéral. et l'époque de leur apparition. Paris 1863. 8.
Simler, Th., Ueber die Petrogenese im Allgemeinen und das Bunsensche Gesetz. Bern 1862. 8.
Stein, W., Chemische und chemisch-technische Untersuchung der Steinkohlen Sachsens. Leipzig 1857. 4.
Steininger, J., Geognostische Studien am Mittelrhein. Mainz 1819. 8.
— Die erloschenen Vulkane in der Eifel und am Niederrhein. Mainz 1820. 8.
— Geognostische Beschreibung des Landes zwischen der untern Saar und dem Rhein. Trier 1840. 4. Nebst Nachträgen. Trier 1841. 4.
— Geognostische Beschreibung der Eifel. Trier 1853. 4.
Stelzner, A. W., Die Granite von Geyer und Ehrenfriedersdorf, aus den Beiträgen zur geogn. Kenntn. d. Erzgeb. Freiberg 1865. 8.
Stifft, C. E., Geognostische Beschreibung des Herzogthums Nassau. Wiesbaden 1831. 8.
Studer, B., Geologie der westlichen Schweizer-Alpen. Heidelberg und Leipzig 1834. 8. Nebst Atlas.
— Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie. Bern, Chur und Leipzig 1844 und 1847. 8.
— Geologie der Schweiz. 2 Bde. Bern und Zürich 1851 u. 1853. 8.
Viquesnel, M. A., Voyage dans la Turquie d'Europe. Description physique et géologique de la Thrace. Paris 1845. 4. Nebst Atlas.
Vogt, C., Lehrbuch der Geologie und Petrefactenkunde. 2 Bde. Braunschweig. 1. Aufl. 1846 und 1847. 8. 2. Aufl. 1854. 8.
Voigt, J. C. W., Kleine mineralogische Schriften. 2 Bde. Weimar 1799 und 1800. 8.
Volger, G. H. O., Studien zur Entwicklungsgeschichte der Mineralien als Grundlage einer wissenschaftlichen Geologie und rationellen Mineralchemie. Zürich 1854. 8.
— Die Entwicklungsgeschichte der Mineralien der Talkglimmerfamilie und ihrer Verwandten sowie der durch dieselben bedingten petrographischen und geognostischen Verhältnisse. Zürich 1855. 8.
— Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz. 3 Bde. Gotha 1857—58. 8.
Voltz, H., Topographische Uebersicht der Mineralogie der beiden Rheindepartemente. Strassburg 1828. 8.
Walchner, F. A., Handbuch der Geognosie. 2. Aufl. Karlsruhe 1846—1851. 8.
Werner, A. G., Kurze Classification und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten. Dresden 1787. 4.
Wineberger, L., Versuch einer geognostischen Beschreibung des baierischen Waldgebirges und Neuburger Waldes. Passau 1851. 8.
Winkler, G. G., Die Gesteinslehre. München 1864. 8.
— Island, der Bau seiner Gebirge und dessen geologische Bedeutung. München 1863. 8.

Zepharovich, *V. von*, Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Oesterreich. Wien 1859. 8.

Zincken, *C. F.*, Die Braunkohle und ihre Verwendung. Hannov. 1865. 8.

II. Zeitschriften und periodische Werke.

Taschenbuch für die gesammte Mineralogie von K. C. von Leonhard. Frankfurt a. M. 1807—24. (36 Bände.)

Zeitschrift für Mineralogie von K. C. v. Leonhard. Frankfurt a. M. später Heidelberg 1825—29. (Fortsetz. d. vor.)

Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefactenkunde von K. C. v. Leonhard und H. G. Bronn. Heidelberg 1830—32. (Fortsetz. d. vor.)

Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefactenkunde (Fortsetz. d. vor.) von K. C. v. Leonhard und H. G. Bronn. Stuttgart 1833—62; von G. Leonhard und H. B. Geinitz, Stuttgart seit 1863.

Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. Berlin seit 1849.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. Wien seit 1850.

Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde von C. J. B. Karsten (vom XI. Bande an auch von v. Dechen). 26 Bände. Berlin 1829—55. (geschlossen.)

Annalen der Physik und Chemie von J. C. Poggendorff. Leipz. seit 1824.

Annalen der Chemie und Pharmacie (früher Annalen der Pharmacie, Heidelberg seit 1832) von Wöhler, Liebig und Kopp.

Journal für practische Chemie. Leipzig seit 1834. Band I—IX. (1834—36) von O. Erdmann und Schweigger-Seidel; Band X—XV. (1837—38) von O. Erdmann; Band XVI—LVII. (1838—52) von O. Erdmann und F. R. Marchand; seit Band LVIII. (1852) von O. Erdmann und G. Werther.

Jahresbericht über die Fortschritte der Chemie, Physik, Mineralogie und Geologie. Giessen; von Liebig und Kopp 1847—56; von Kopp und Zamminer 1857; von Kopp und Will seit 1858.

Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien von W. Haidinger. Wien 1847—51.

Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kais. Akademie der Wissenschaften zu Wien. Wien seit 1848.

Monatsberichte der königl. preuss. Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Berlin seit 1839.

Abhandlungen der math.-phys. Classe der kgl. baierischen Akademie der Wissenschaften zu München.

Zeitschrift für die gesammten Naturwissenschaften; herausgeg. von dem naturw. Verein für Sachsen und Thüringen in Halle. Halle und Berlin seit 1853.

Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preuss. Rheinlande und Westphalens. Bonn seit 1844.

Abhandlungen und Jahresbericht der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur. Breslau seit 1821.

Correspondenzblatt des zool.-miner. Vereins zu Regensburg. Regensburg seit 1844.

Württembergische Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Stuttgart seit 1845.

Jahrbücher des Vereins für Naturkunde im Herzogthum Nassau. Wiesbaden seit 1844.

Notizblatt des Vereins für Erdkunde und verwandte Wissenschaften zu Darmstadt und des mittelrheinischen geologischen Vereins. Darmstadt seit 1858.

Berg- und hüttenmännische Zeitung mit besonderer Berücksichtigung der Mineralogie und Geognosie von C. Hartmann, fortgesetzt von Bornemann, Kerl und Wimmer. Freiberg u. Leipzig seit 1842.

Erman's Archiv für wissenschaftliche Kunde von Russland. Berlin seit 1841.

Transactions of the geological society. London 1811—21. 5 Bände; second series 1822—56. 7 Bände.

The Quarterly journal of the geological society. London seit 1845.

The London, Edinburgh and Dublin philosophical magazine and journal of science; von Brewster, Taylor und Phillips. London seit 1832.

Journal of the geological society of Dublin. Dublin seit 1833.

The Edinburgh philosophical journal, von Jameson (und Brewster). Edinburg 1819—26. Band I—XIV.

The Edinburgh new philosophical journal. Edinburg 1826—54. Band I—LVII; new series seit 1855.

Philosophical transactions of the royal society of London.

The annals and magazine of natural history. London 1838—47. (Bd. I—XX); II. Serie 1848—57. (Bd. I—XX); III. Serie seit 1858.

The geological magazine (or monthly journal of geology) von Rupert Jones und Henry Woodward. London seit 1864.

Memoirs of the geological survey of India. Calcutta seit 1859.

The Canadian naturalist and geologist and proceedings of the natural history society of Montreal. Montreal seit 1856.

The american journal of science and arts von B. Silliman 1818—45. (Band I—XLIX); II. Serie von B. Silliman jun. und J. D. Dana seit 1846. Newhaven.

Annales des mines. I. Serie (13 Bände) 1816—26; II. Serie (8 Bände) 1827—30; III. Serie (20 Bände) 1832—41; IV. Serie (20 Bände) 1842—52; V. Serie (20 Bände) 1852—62; VI. Serie seit 1862. Paris. Früher Journal des mines, (42 Bände) 1795—1815.

Bulletin de la société géologique de France. I. Serie (14 Bände) 1830—43; II. Serie seit 1844. Paris.

Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'académie des sciences. Paris seit 1835.

L'Institut. Journal des académies et sociétés scientifiques de la France et de l'Étranger. Paris seit 1833.

Annales de chimie et de physique. Paris 1816—40 von Gay-Lussac und Arago; seit 1840 von Gay-Lussac, Arago, Chevreul, Savary, Dumas, Pelouze, Boussinggault und Regnault.

Bibliothèque universelle de Genève 1816—45; fortgesetzt als Archives des sciences physiques et naturelles. Genève seit 1846.

Bulletin de l'académie imp. des sciences de St. Petersbourg. St. Petersburg.

Bulletin de la société imp. des naturalistes de Moscou. Moskau.

Nyt magazin for Naturvidenskaberne. Christiania.

Oefversigt af kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar. Stockholm.

Kgl. Danske Videnskabernes Selskabs Afhandlinger. Kopenhagen.

Zusätze und Berichtigungen.

Zu S. 37 u. 38. Rammelsberg hat sich dagegen ausgesprochen, dass Descloizeaux aus der Lage der optischen Axenebenen beim Hypersthen und Enstatit schliesst, dass diese Mineralien rhombisch und nicht monoklinoedrisch krystallisiren; vgl. Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1865. 60.

Zu S. 50. A. Mitscherlich folgert aus seinen nach Rammelsberg angestellten Untersuchungen, dass in den Turmalinen Eisen und Mangan nur als Oxydul vorhanden sind, und dass alle Turmaline sich auf diejenige Formel $\dot{R}^2 \ddot{Si} + 3(\underline{\dddot{R}}\dddot{B})\ddot{Si}$ zurückführen lassen, welche Rammelsberg nur für die Magnesia-Turmaline aufstellt; vgl. Journ. f. pract. Chem. LXXXVI. 1.

S. 65 Z. 12 v. u. lies: Södermanland statt: Südermanland.

S. 67 Z. 7 v. o. lies: XLV statt: LXV.

Zu S. 73. Auch Kaufmann beobachtete in der Nagelflue der Schweiz Kalksteingerölle, welche Eindrücke in kieseligen Geröllen verursacht haben; Biblioth. univ. de Genève; Arch. des sciences phys. 1861. XV. 140.

S. 82 Z. 2 v. u. und S. 41 Z. 6 v. o. lies: Aragonit statt: Arragonit.

S. 98 Z. 5 v. u. das 1) zu streichen.

S. 146 Z. 6 v. u. lies: nördlichen statt: nördlich.

S. 174 Z. 13 v. o. hinter Flint zu setzen: Kieselsinter und Kieseltuff.

Zu S. 191. Auch bei Maman in Adzerbeidschan (Persien) fand man kürzlich Carnallit, ganz dem von Stassfurt ähnlich. Beim Auflösen in Wasser bleiben ausser dem Eisenglimmer zurück sehr scharfe mikroskopische Quarzkrystalle, farblose Oktaeder und organische Fäden von ausserordentlicher Dünne, bald gekrümmt, bald gerade ausgestreckt, hier parallel liegend, dort mit einander verfilzt, welche nur mit sehr starker Vergrösserung wahrgenommen werden können. Cohn nannte die letztern Hydrocrocis.

Zu S. 194. Eine grosse Anzahl von Kalksteinen verschiedener Formationen untersuchte v. Bibra; Journ. f. pract. Chem. XC. 1863. 416.

Zu S. 237. Ueber die Einsprenglinge im Dolomit vom Binnenthal vgl. vom Rath, Poggend. Annal. CXXII. 395.

Zu S. 252 hinzuzufügen: Durocher, Dolomitbildung durch Chlormagnesium, Comptes rendus XXXIII. 64.

Zu S. 274. Bei Ramelot in Belgien lehrte Dewalque eine Phosphoritlagerstätte kennen; Bull. de l'academ. roy. de Belgique (2) XVIII. 7.

Zu S. 284. Auch der Kieselschiefer von Langenholthausen, Regierungsbezirk Arnsberg in Westphalen, führt Wavellit auf Klüften.

Zu S. 301. Pissis beobachtete Kieselguhrablagerungen als sehr jugendliche Bildungen in Chile; am See von Maule erscheint ein Lager von 15—40 Cm. Mächtigkeit und über 2 Quadratkilometer ausgedehnt zwischen Bimsteinsanden, andere finden sich in den Provinzen Valparaiso und Atacama zum Theil auf quartären Bildungen aufruhend, stets in der Nähe von Thermalquellen, in deren Wasser Pissis dieselben Infusorien nachwies, welche auch vorwiegend die Kieselguhr zusammensetzen; Comptes rendus LXI. 1865. 596.

Zu S. 302. Ein in eine serpentinartige Masse umgewandelter Augitfels ist der Rensselaerit, vgl. S. 334.

Zu S. 315. Bei Zöptau und Petersdorf in den Sudeten erscheint nach Albin Heinrich Topfstein in Begleitung von Chloritschiefer und Talkschiefer; Jahrb. d. geol. R.anstalt V. 97.

S. 368 Z. 3 v. o. lies: Steinkohlen statt: Kohlen.

S. 386 Z. 10 v. u. lies: Königgrätzer statt Königsgrätzer.

Zu S. 387 und 397. Die trefflichen Werke von Geinitz über die Steinkohlen und von Zincken über die Braunkohlen konnten leider nicht mehr die verdiente Berücksichtigung finden.

Zu S. 392. Eine dysodilähnliche Substanz von den Ufern des Flusses Mersey an der Nordseite von Tasmania (Vandiemensland) erwähnt A. H. Church, Chemical News VI. 182 und Journ. f. pract. Chem. XC. 309.

Zu S. 409. Ueber den Brandschiefer aus dem Rothliegenden von Starkenbach im n. ö. Böhmen vgl. R. Hoffmann, Journ. f. pract. Chem. XC. 469.

S. 451 Z. 1 v. o. lies: Nephelin-Phonolith statt: Nephelinit.

S. 491 Z. 17 v. u. lies: führen statt: führten.

Zu S. 518: Ueber den Harzer Hornfels vgl. Credner, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1865. 167.

S. 559 Z. 12 v. u. lies: Abadesas statt: Abaderas.

S. 583 Z. 6 v. u. lies: vom Vettakollen statt: von Vetakollen.

Allgemeine Petrographie.

Vorbemerkung.

Die Petrographie, Gesteinslehre oder Lithologie bildet einen Abschnitt der Geognosie. Sie lehrt uns das Material, welches die feste Erdkruste zusammensetzt, die Gesteine, kennen.

Die äussere Erdkruste ist aus Mineralien gebildet und die verschiedenen Mineralaggregate, welche zu dem Aufbau derselben in wesentlicher und hervorragender Weise beitragen, pflegt man als Gesteine, Felsarten, Gebirgsarten (rocks, roches) zu bezeichnen, mögen dieselben nun als feste Massen oder als lockere oder lose Anhäufungen sich darbieten. Neben den eigentlichen Mineralien sind es auch die im mineralisirten Zustande befindlichen Ueberreste früherer organischer Körper, welche den Bestand der Gesteine ausmachen.

Als die Aufgabe der Petrographie, welche in vorliegendem Werke vielleicht weiter, als es in verwandten zu geschehen pflegt, aufgefasst wurde, erscheint es, das Material der Gesteine in mineralogischem, chemischem und physikalischem Bezuge kennen zu lehren, die Veränderungen, welche dasselbe im Laufe der Zeit erlitten hat, zu untersuchen, die Formen, unter welchen sich die Gesteine darbieten, sowie die gegenseitigen Beziehungen zwischen den einzelnen Gesteinen zu erforschen, endlich auf Grund dieser Resultate ihre Bildungsweise zu ermitteln.

Krystallinische und klastische Gesteine.

Selbst bei einer nur oberflächlichen Betrachtung der Bestandtheile, aus denen die Gesteine zusammengesetzt sind, springt eine wesentliche und tief eingreifende Verschiedenheit in die Augen. Es ist dies diejenige, welche die Gesteine in die krystallinischen,

ursprünglichen und in die Trümmergesteine oder regenerirten Gesteine trennt.

Ein Theil der Gesteine besteht gänzlich aus krystallinischen Mineralindividuen; es sind selten regelmässig ausgebildete Krystalle; da sie in ihrer Gestaltungstendenz gegenseitig einander drückten und ihre vollständige Formentwicklung hinderten, so erscheinen meist nur verzerrte Individuen, welche ohne die der betreffenden Species characteristischen Umrisse zu zeigen, auf das mannichfaltigste mit einander verwachsen sind. Bei diesen so zusammengesetzten Gesteinen sind die einzelnen krystallinischen Individuen gegenseitig innig verbunden, halten selbst unmittelbar einander fest und werden nicht durch ein fremdartiges Bindemittel mit einander zu einer Gesteinsmasse verkittet. Das Wesen dieser Gesteinsclasse stellt der Granit sehr vollkommen und deutlich dar; die Grösse seiner Mineralelemente mag sehr verschieden, die Feldspath-, Quarz- und Glimmerindividuen, aus denen er besteht, mögen kopfgross oder nur erbsengross sein, sie mögen selbst eben noch mit der Loupe unterschieden werden können, immer gibt sich der Granit als ein vollständig und ausschliesslich aus krystallinischen Individuen zusammengesetztes Gestein zu erkennen. Man nennt die solchergestalt constituirten Gesteine krystallinische. Die absolute Grösse der krystallinischen Elemente ist keinem bestimmten Maass unterworfen, sondern schwankt zwischen den weitesten Grenzen. Man unterscheidet je nach den Dimensionen derselben makrokrystallinische (grosskrystallinische), mikrokrystallinische (kleinkrystallinische) und kryptokrystallinische Gesteine; unter letztern versteht man diejenigen, bei welchen die zusammensetzenden krystallinischen Individuen so klein ausgebildet sind, dass man sie nicht mehr einzeln zu unterscheiden vermag.

Einige wenige Gesteine zeigen die Eigenthümlichkeit, dass ihre ausserordentlich klein und fein ausgebildeten Mineralindividuen zu kleinen rundlichen, ei- oder linsenförmigen Concretionen zusammengruppirt sind (die oolithischen Gesteine, welche mit vollem Recht den krystallinischen, ursprünglichen, zugezählt werden).

Ein anderer grosser Theil der Gesteine ist der Hauptsache nach aus Bruchstücken früher schon vorhanden gewesener Gesteine zusammengesetzt. Diese fragmentaren Gesteinselemente, der gröbere oder feinere Gebirgsschutt wird durch ein Bindemittel oder Cäment

zu einem compacten Gesteine zusammengehalten. Diese Classe besteht also aus wahren Trümmergesteinen, welche man auch mit dem passenden Namen klastische Gesteine (von κλαστός, gebrochen, zerstückelt) bezeichnet. Man kann sie auch regenerirte Gesteine nennen, womit man das eigentliche Wesen ihres Bildungsactes ausdrückt; die krystallinischen Gesteine stellen sich dann im Gegensatze zu ihnen als ursprüngliche Gesteine dar. Die eckigen, scharfkantigen oder abgerundeten Gesteinsbruchstücke der Trümmergesteine schwanken in ihren Dimensionen ebenso sehr wie die krystallinischen Individuen der ursprünglichen Gesteine. Man findet in ihnen Blöcke von dem Inhalt einer Cubikruthe, andererseits auch sind sie aus erbsengrossen Bruchstückchen, ja oft nur aus kleinen Staubtheilchen zusammengesetzt, welche nicht mehr Gesteins-, sondern nur noch Mineralfragmente sind. Im Grossen und Ganzen sind die Dimensionen bei den krystallinischen Gesteinen dennoch constanter als bei den Trümmergesteinen. Die Krystallindividuen nehmen höchst selten solche colossalen Grössenverhältnisse an, wie sie bei den Trümmergesteinen häufig sind; das Herabsinken der Bestandtheile zu grosser, oft mikroskopischer Kleinheit ist beiden Gesteinsclassen eigenthümlich.

Mit Naumann könnte man auch bei den klastischen Gesteinen makroklastische, mikroklastische und kryptoklastische unterscheiden.

Das Bindemittel, welches den Gesteinsschutt zusammenhält, gleichsam verkittet, ist sowohl mit Rücksicht auf seine Beschaffenheit, als in Bezug auf seine Menge grossen Verschiedenheiten unterworfen; bald ist es selbst aus feingeriebenen Trümmern gebildet, welche entweder von einer andern oder von derselben Gesteinsart abstammen, zu der auch die grössern verbundenen Bruchstücke gehören; in andern Fällen ist aber das Cäment selbst krystallinischer Natur (z. B. Basaltfragmente, die durch kohlensauren Kalk zusammengekittet sind). Was die Quantität des Bindematerials anbelangt, so ist es bisweilen so vorherrschend, dass die Gesteinsbruchstücke nur spärlich darin zerstreut erscheinen; solche Trümmergesteine, in denen ein deutlich krystallinisches Cäment sehr stark vorwaltet, oder in deren Masse neugebildete Krystalle sich reichlich vorfinden, nennt Naumann semikrystallinische, da sie das characteristische beider Gesteinsabtheilungen vereinigen. Bisweilen aber tritt

das Bindemittel auch so sehr zurück, dass man es kaum zu erkennen vermag, immer jedoch hat es eine vollständige Verkittung des Schuttes bewirkt, indem alle einspringenden Winkel der einzelnen Fragmente und die Fugen zwischen denselben mit seiner Masse ausgefüllt sind.

Eine kleine Abtheilung von Gesteinen gibt es, welche sich mit Bezug auf diese geltend gemachten Unterschiede weder der einen noch der andern Gesteinsclasse anschliesst; es sind das solche Gesteine, welche aus einer amorphen Masse bestehen, die keine räumliche Individualisirung, und keine characteristische Gestaltung zeigt. Jenachdem eine so beschaffene Masse langsam aus einem gallertartigen Zustande erhärtete oder ziemlich rasch aus geschmolzenplastischem Zustande zu einem Glase oder glasartigen Körper erstarrte, nannte Breithaupt sie eine porodine oder hyaline. Man pflegt demnach auch porodine und hyaline Gesteine zu unterscheiden. Ein Beispiel von porodinen Gesteinen bildet der Opalschiefer, auch der Palagonitfels hat eine verwandte Bildungsweise; zu den hyalinen Gesteinen gehören u. a. der Obsidian und Perlstein. Diese Gesteine haben keine grosse räumliche Verbreitung in der Erdkruste, sondern ihr Vorkommen ist nur auf verhältnissmässig sehr wenige Punkte beschränkt.

Zwischen den hyalinen und den krystallinischen Gesteinen treten Mittelglieder auf, solche Gesteine nämlich, welche in einer glasigen oder glasartigen Masse mehr oder weniger zahlreiche Krystalle eingeschlossen enthalten. Obsidian mit eingesprengten Feldspathkrystallen gibt ein Beispiel von dieser Zwischenstufe.

Einfache und gemengte Gesteine. Wesentliche und accessorische Gemengtheile.

Die krystallinischen Gesteine, Aggregate von Mineralien, pflegt man in zwei Classen zu sondern, in einfache und gemengte Gesteine. Einfache Gesteine sind solche, deren ganze Masse wesentlich nur aus einer und derselben Mineralspecies besteht; so nennt man z. B. Kalkstein, Quarzit einfache Gesteine, weil sie nur aus Individuen von Kalkspath oder von Quarz zusammengesetzt sind. Gemengte Gesteine aber heissen diejenigen, an deren Zusammensetzung mehrere Mineralspecies Antheil haben; so ist z. B. der Granit ein gemengtes Gestein, weil er ein Aggregat von Quarz, Feldspath und Glimmer ist, der Hypersthenit, weil er aus Labrador und

Hypersthen gebildet wird. Die nur aus glasiger Substanz bestehenden Gesteine sind natürlicherweise einfache, umschliessen sie ausserdem noch andere Mineralspecies (wie z. B. Sanidinkrystalle im Obsidian), so werden sie zu gemengten. Die einfachen Gesteine nennt man auch gleichartige (roches simples oder roches homogènes), die gemengten ungleichartige (roches composées oder roches hétérogènes). Je nachdem die letztern aus zwei, drei u. s. w. Mineralspecies bestehen, unterscheidet man binäre, ternäre u. s. w. Gesteine. Die einzelnen Mineralspecies, welche die Gesteine bilden, heissen die Gemengtheile.

Diejenigen Mineralien, welche den Begriff eines bestimmten Gesteins feststellen, indem sie zu seiner Constituirung erforderlich sind, werden wesentliche Gemengtheile genannt. Ausser diesen Mineralien kommen sowohl in den einfachen als in den gemengten Gesteinen häufig andere Nebenbestandtheile vor, die nicht zu denjenigen gehören, welche die wesentliche Zusammensetzung ausmachen; man führt sie als accessorische, zufällige oder unwesentliche Gemengtheile auf. So nimmt häufig der Gyps Boracite, der Kalkstein Granaten, der Granit Turmaline, der Basalt Olivine als accessorische Gemengtheile auf. Das einfache Gestein wird durch diese hinzutretenden Mineralien zu einem gemengten und die Grenze zwischen beiden Gesteinsclassen dadurch mehr oder weniger verwischt. Allein obschon z. B. dem Gyps durch das Auftreten des Boracits der Character der Gleichartigkeit benommen wird, so erkennt man doch an der ganzen Art des Vorkommens, dass dieses Mineral nur zufällig eingesprengt und von keinem wesentlichen Belang für die Natur des Gesteins ist. Gyps ohne Boracit bleibt immer Gyps, Granit ohne Turmalin immer Granit. Meistens erscheinen die accessorischen Gemengtheile nur in vereinzelten Partikeln oder nur an gewissen Punkten innerhalb der Gesteinsablagerung und es wird der Character des Gesteins durch sie nicht bemerkbar verändert; mitunter aber erscheinen die accessorischen Gemengtheile in solcher Menge, dass sie für manches Gestein wahrhaft characteristisch werden, z. B. Olivin für Basalt. Die Kenntniss der characteristischen accessorischen Gemengtheile ist von Wichtigkeit, da dieselben gar manchmal dazu dienen können, das Gestein, welches sie enthält, seiner Beschaffenheit nach zu erkennen und zu bestimmen; so gleichen z. B. manche Melaphyre so sehr manchen

Basalten, dass man sie kaum von einander zu unterscheiden vermag; enthält dagegen ein solches Gestein Olivin, so spricht dieser Umstand für seine basaltische Natur. Häufig wird durch das vermehrte Auftreten derselben der Uebergang eines Gesteins in ein anderes vermittelt, zu dessen wesentlichen Gemengtheilen sie gehören: manche Granite enthalten Hornblende als accessorischen Bestandtheil, werden die Hornblendeindividuen zahlreicher, so verdient das Gestein den Namen Syenitgranit. Es ist natürlich, dass diejenigen Mineralien, welche für gewisse Gesteine wesentliche Gemengtheile ausmachen, in andern als accessorische Gemengtheile auftreten können. Die accessorischen Gemengtheile stehen gewöhnlich in einem gewissen Zusammenhang mit der Bildungsweise der Gesteine. In den meisten Fällen erscheinen sie inmitten der fremden Masse als vollständig ringsum ausgebildete Krystalle, z. B. Granaten im Chloritschiefer, Eisenkies im Thonschiefer, Zinnstein im Greisen.

Blum hob zuerst hervor, in wie auffallender und constanter Weise mitunter die Krystallform der accessorischen Gemengtheile je nach der Natur des umhüllenden Gesteins variire. Wie überhaupt nach den Beobachtungen, welche man über Krystallbildung angestellt hat, ein und dieselbe Substanz in verschiedenem Medium eine verschiedene Formenentwicklung erhält, so ist auch zu erwarten, dass die abweichende Natur der Gebirgsart auf die Ausbildung der accessorischen Gemengtheile innerhalb derselben von Einfluss gewesen sei und dass dasselbe Mineral in derselben Gebirgsart eingeschlossen, immer dieselbe Form zeige; wenn auch nicht sämmtliche Combinationsflächen sich wiederholen, so muss doch der Krystalltypus constant identisch sein. Dieses interessante und eigenthümliche Verhältniss, dem bis jetzt viel zu wenig Aufmerksamkeit geschenkt ward, findet sich denn auch in den Gesteinen. Der Granat kommt in Talkschiefern und Chloritschiefern immer im Rhombendodekaeder vor, in Graniten und trachytischen Gesteinen fast nur im Leucitoeder. Der Zirkon aus dem Zirkonsyenit Norwegens zeigt in der Regel säulenförmigen Habitus durch Vorherrschen der ersten Säule (a : a : ∞ c); der Zirkon aus dem Miascit dagegen besitzt gewöhnlich oktaedrischen Habitus durch Vorherrschen von (a : a : c); der in den basaltischen Gesteinen vorkommende Zirkon endlich ist fast immer säulenförmig durch Vorherrschen der zweiten Säule (a : ∞ a : ∞ c). Auf solche Beziehungen wird in der

Folge bei der Erwähnung der accessorischen Gemengtheile der Gesteine Rücksicht genommen werden. In den Trümmergesteinen sind die accessorischen Gemengtheile keine so gewöhnliche Erscheinung wie in den krystallinischen Gesteinen. Am reichsten daran sind die losen Trümmermassen des Diluviums und des Alluviums, die sog. Seifengebirge, welche Gold, Platin, Zinnerz, Diamant, Korund, Topas und andere Mineralien in solcher Menge enthalten, dass sie dafür die Hauptfundstätte bilden.

In manchen Gesteinen erscheinen ausser den wesentlichen und accessorischen Gemengtheilen noch Mineralaggregate, welche in ihrer Beschaffenheit von der eigentlichen Gesteinsmasse abweichen und gleichfalls nicht zur wesentlichen Zusammensetzung derselben gehören; man pflegt sie am besten mit Naumann unter dem Namen der accessorischen Bestandmassen zu begreifen; dazu gehören die Concretionen, die Secretionen, Mandeln, Trümer, Nester, Adern, die eingeschlossenen Fragmente, welche von anderen Gesteinen herrühren, in gewissem Sinne auch die in manchen Gesteinen eingeschlossenen Ueberreste organischer Körper. Diese accessorischen Bestandmassen verdienen eine spätere eingehendere Besprechung.

Untersuchung und Erkennung der Gemengtheile; Bestimmung des quantitativen Verhältnisses derselben.

Die einzelnen Mineraltheile, welche ein gemengtes krystallinisches Gestein zusammensetzen, sind bald deutlich von einander zu unterscheiden und zu erkennen, bald sind sie so klein und innig mit einander verbunden, dass dem blossen Auge ihre Unterscheidung nicht mehr gelingt. Im erstern Falle nennt man das Gestein ein deutlich gemengtes oder phaneromeres, im letztern ein undeutlich gemengtes oder kryptomeres. Hauy und Cordier bedienten sich für beide Gesteinsclassen der Bezeichnungen roches phanérogènes und adélogènes. Die in undeutlicher Weise gemengten Gesteine stellen sich also dem Auge als scheinbar einfache dar.

Eine sehr grosse Menge der Gesteine ist als kryptomere ausgebildet; so z. B. die Basalte, viele Grünsteine, Thonschiefer, Laven, die Grundmassen der meisten Porphyre. Bei einem deutlich gemengten Gestein ist es in den meisten Fällen nicht schwer, sich

von der mineralischen Natur seiner Bestandtheile Rechenschaft zu geben; fast niemals sind zwar die krystallinischen Elemente vollständig ausgebildet, meistens haben sie gegenseitig die Entwicklung ihrer Krystallformen gehemmt, sind von unregelmässigen Zusammensetzungsflächen begrenzt und eng durcheinandergewachsen, so dass eigentliche krystallographische Verhältnisse nur höchst selten zu ihrer Erkennung den Weg weisen können; die Spaltungsverhältnisse, namentlich aber die physikalische Beschaffenheit, Härte, specifisches Gewicht, Farbe, Pelluciditât, Glanz, sowie die chemischen Eigenschaften sind es, welche sich hier zur Ermittelung der Natur der mineralischen Gemengtheile darbieten und nur in wenigen Fällen werden diese den Dienst versagen.

Ungleich schwieriger gestaltet sich diese Untersuchung bei den feinkörnigen und den kryptomeren Gesteinen. Bei den letzten ist nicht nur der Nachweis zu führen, dass sie wirklich aus verschiedenen Mineralien zusammengesetzt sind, sondern auch die mineralogische Bestimmung dieser Gemengtheile vorzunehmen. Zu einer genauen Erkennung der Gesteine sind diese Untersuchungen unumgänglich nöthig, denn viele Gesteine von sehr abweichender petrographischer Zusammensetzung sind in ihrem kryptomeren Zustande ohne dieselben nicht von einander zu unterscheiden, z. B. augitische und amphibolische Grünsteine, quarzhaltige und quarzfreie Porphyrgrundmassen. Den Gang dieser Untersuchungen und die Hülfsmittel, welche dabei zu Gebote stehen, kennen zu lernen, ist daher von nicht geringer Wichtigkeit für den Petrographen, der so häufig diese Aufgabe zu lösen hat.

Am nächsten liegt es hier, das Gestein durch eine Loupe zu betrachten, welche oft schon hinreicht, den kryptomeren Zustand in einen phaneromeren zu verwandeln und die einzelnen Gemengtheile erkennen zu lassen. Man wählt dabei am besten den frischen Gesteinsbruch. Genügt die Loupe nicht, so nimmt man das Mikroskop zu Hülfe. Die mikroskopische Untersuchung der Gesteine ist zumal in der letzten Zeit durch Sorby, G. Rose, Jenzsch und andere Forscher sehr in Aufnahme gekommen und hat viele Aufklärungen über kryptomere Gesteine vermittelt. Den grössten Vortheil gewährt das Mikroskop, wenn man die Gesteine bei durchfallendem Licht untersuchen kann und da man von den wenigsten derselben Splitter abzusprengen vermag, welche dünn genug sind, um das

Licht durchzulassen, so ist man in den meisten Fällen darauf angewiesen, sich durch Schleifen ein hinreichend dünnes, durchsichtiges oder durchscheinendes Gesteinspräparat zu verschaffen. Das Dünnschleifen dichter Gesteine behufs einer mikroskopischen Untersuchung ist zur Ermittelung der mineralogischen Zusammensetzung derselben von solcher Wichtigkeit, dass es angemessen erscheint, einige Andeutungen zu geben, wie man bei dieser Operation am zweckmässigsten verfährt.

Einem platten Gesteinstückchen, welches zuvor, wenn nöthig, auf dem rotirenden Stein einer Drehbank vorgeschliffen wurde, schleift man auf einer Platte von Gusseisen mit gröberm Smirgelpulver unter Beihülfe von Wasser eine ebene Oberfläche an, welche man später mit feinerm Smirgel auf einer matten benetzten Glastafel glatt schleift; man bedient sich nach Sorby zu diesem Behuf mit grossem Vortheil einer leicht aus England zu beziehenden feinen Platte von Water-of-Ayrstone. Sodann ertheilt man dieser Seite durch vorsichtiges und leises Reiben auf einer nassen glatten Glastafel eine vorläufige Politur, wobei man sich zu hüten hat, dass kein Schleifpulver mehr einwirkt, welches die Oberfläche hier und da zerkratzen und zu falschen Schlüssen Anlass geben könnte. Die vollständige Politur wird hervorgebracht, indem man die Oberfläche auf fettfreiem Kalbleder, welches auf ein Brettchen genagelt und mit feinem Tripel oder caput mortuum bestreut ist, so lange reibt, bis die Oberfläche spiegelnden Glanz erhält. Das Gesteinstückchen wird mit dieser wohlpolirten Oberfläche auf ein Plättchen von reinem weissem Glas vermittelst Canadabalsam befestigt; wenn man die Vorsicht beobachtet, den Tropfen Canadabalsam, welchen man auf das Gläschen gebracht hat, über einer Spirituslampe langsam, ohne dass er in das Kochen geräth, zu erhitzen und sodann das Gesteinsplättchen auf der flüssigen Balsamschicht umherschwimmen lässt, so vermeidet man, dass zwischen dem Glas und dem Plättchen der Balsam Blasen bildet, welche die genaue Untersuchung des Schliffes sehr hindern. Durch Neigen des Glases kann man die etwa entstandenen Schaumblasen nach dem Rande der Balsamflüssigkeit zu bewegen; auch durch heftiges Daraufblasen gelingt es meistens, sie zum Zerplatzen zu bringen. Ueberdies drückt man das Präparat fest auf, dass der überflüssige Balsam unter demselben hervorquillt. Wurde das Erhitzen des Balsams lange genug fortge-

gesetzt, so erkaltet derselbe rasch und wird hart; den überflüssigen Balsam kann man mit dem Messer abkratzen, jedoch nicht gänzlich bis an das Präparat, damit dieses von einem Balsamrande umgeben, geschützt ist und fester liegt.

Man schleift nun die andere Seite des Plättchens zuerst wieder auf der Gusseisenplatte ab. Hat das Plättchen eine solche Dünne erreicht, dass es durch das grobe Smirgelpulver leiden könnte, so setzt man das weitere Schleifen auf der matten Glastafel mit feinerm Pulver fort; die schliessliche Politur ertheilt man dem mehr oder weniger durchsichtig gewordenen Plättchen auf der glatten Glastafel und dem Kalbleder. Will man ein vollständig sauberes Präparat darstellen, so kann man das Plättchen durch Erhitzen der Balsamschicht von dem durch das Schleifpulver ebenfalls angegriffenen Gläschen auf ein neues und reines abgiessen, auf diesem durch Balsam wiederum befestigen und zum Schutze ein dünnes Deckgläschen gleichfalls mit Balsam darüber anbringen; etwa an den Seiten anklebenden schmutzigen Balsam wäscht man zuvor mit einem Pinsel weg, welcher mit Spiritus befeuchtet ist.

Zum Schleifen dürfen natürlich nur compacte, unzersetzte, nicht von Sprüngen durchgezogene Stücke gewählt werden; zumal in den letzten Stadien des Schleifens muss man sorgfältigst ein Zerbrechen oder Durchschleifen des Plättchens vermeiden. Häufig, besonders wenn die Schleifplatte nicht vollständig horizontal liegt, schleift sich an einer Seite mehr ab, als an der andern; nur schwierig ist bei grösserer Dünne die gleichmässige Dicke wieder herzustellen.

Solche mikroskopische Untersuchungen können natürlich nicht über diejenigen Klippen hinweghelfen, welche sich der bloss auf das Auge beschränkten Erkennung der Mineralgemengtheile überhaupt entgegenstellen; so kann man unter dem Mikroskop die triklinischen Feldspathe Oligoklas, Labrador und Anorthit, von einander nicht unterscheiden, meist auch nicht Hornblende von Augit. Bei Betrachtung der Dünnschliffe in polarisirtem Licht erscheinen die einzelnen Mineralien schärfer von einander abgegrenzt, und man vermag sich alsdann auch über ihre Homogenität und optischen Verhältnisse Rechenschaft zu geben.

Bei einigen Gesteinen kann man sich, wie bei vielen Mineralien die Mühe des Schleifens ersparen. Von Obsidianen, manchen Pechsteinen, Perlsteinen und anderen glasigen Gebilden, sowie manchen

Porphyrgrundmassen lassen sich Splitter absprengen, welche zumal an den Rändern dünn genug sind, um sie direct unter dem Mikroskop bei durchfallendem Lichte zu betrachten; man thut wohl, sie auch auf einem Gläschen mit Balsam zu umgeben, um die Durchsichtigkeit zu erhöhen. (Zirkel in Sitzungsber. der Wien. Akad. XLVII. 1863. 228.)

Bisweilen empfiehlt es sich, das Gestein zu pulvern und die gröbern oder feinern Körner mit der Loupe oder dem Mikroskop zu untersuchen; dabei sucht man eine solche Kraft anzuwenden, dass sie die kleinen Gemengtheile von einander trennt, aber dennoch nicht allzusehr zerkleinert. Eine noch genauere Prüfung kann man vermittelst dieser Methode der mechanischen Zerlegung anbahnen, wenn man das Gesteinspulver schlämmt und dadurch die gleichartigen Gemengtheile mit einander vereinigt, die ungleichartigen von einander sondert. Man übergiesst das zu grobem Pulver zerkleinerte Gestein in einem Glase mit Wasser, rüttelt es gehörig durcheinander und giesst die Trübe auf eine sehr schwach geneigte Glastafel; alsdann sondern sich an verschiedenen Stellen der Glastafel die einzelnen zusammengehörenden Mineraltheile als eben so viele Lagen von Sand ab, die schwerern nach dem obern, die leichtern nach dem untern Ende zu; durch ferneres behutsames Aufgiessen von Wasser und Nachhelfen mit einer Federfahne oder einem Pinsel kann man diese Sonderung noch vervollständigen. Die einzelnen, ziemlich gleichartigen Sandablagerungen untersucht man nun weiter mit der Loupe, dem Mikroskop oder mit chemischen Hülfsmitteln und gelangt so zu einer Bestimmung der das kryptomere Gestein zusammensetzenden Mineralien. Cordier löste 1815 mit Hülfe dieser Methode viele scheinbar einfache vulkanische Gesteine in verschiedene Mineralien auf (Journal de physique LXXXIII. 135. 285. 352.), nachdem Fleuriau de Bellevue dieselbe im Jahre 1800 zuerst empfohlen hatte (Mémoire sur les cristaux microscopiques, Journal de physique LI. 442).

Ueber die Entwicklung der Methoden der mikroskopischen Untersuchung zerriebener, geschliffener und geätzter Gesteine gab Boué einen historischen Ueberblick in den Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. W. 1863. XLVII. 457.

Die verwitterte Oberfläche eines Gesteins bietet oft sehr gute Anhaltspunkte zur Ermittelung seiner mineralogischen Constitution

dar. Die verschiedenen zusammensetzenden Mineralien werden durch den Einfluss der Verwitterung nicht in gleichem Grade angegriffen; es heben sich alsdann die noch unverwitterten Gemengtheile aus der mehr oder weniger zersetzten andern Masse schärfer hervor, sie werden deutlich sichtbar und besser unterscheidbar gemacht. Durch die Verwitterung erhält man überhaupt mancherlei Aufschluss über die Natur der Gesteine; man ist dadurch meistens im Stande ein gemengtes Gestein von einem einfachen zu unterscheiden, indem das erste in der Regel ungleichmässig, das letzte gleichmässig verwittert; auch zur Bestimmung eines Gesteins vermag der Gang der Verwitterung Mittel an die Hand zu geben, indem die dadurch hervorgebrachte Färbung bei manchen im frischen Zustande sehr ähnlichen Gesteinen eine ganz verschiedene ist.

Die kryptomeren Gesteine enthalten meistens an gewissen Punkten ihres Vorkommens diejenigen Mineralien, welche an ihrer Zusammensetzung Theil haben, in grössern Krystallen ausgeschieden; auf diese hat man hauptsächlich sein Augenmerk zu richten, da man dasselbe Mineral auch in der undeutlich gemengten Gesteinsmasse voraussetzen darf.

Ein kryptomeres Gestein zeigt nicht selten im Verlauf seiner Ablagerung überhaupt eine allmählich zunehmende Grösse seiner Gemengtheile; verfolgt man also eine solche undeutlich gemengte Gesteinsmasse in ihrer weitern Ausdehnung in der Natur, so wird man bei sehr vielen Fällen in bald grösserer, bald geringerer Entfernung auf Punkte stossen, wo die nach und nach deutlicher hervortretenden mineralischen Bestandtheile eine solche Grösse erreichen, dass ihre Erkennung leicht von Statten geht.

In allen Fällen, wo man es mit einem kryptomeren Gestein zu thun hat, versäume man nicht, das Gestein als solches, trotzdem es ein Gemenge mehrerer Mineralien ist, einer mineralogischen, sowie auch einer chemischen Untersuchung zu unterwerfen. Man prüfe die Härte, das specifische Gewicht, die Farbe des ganzen Gesteins und es wird daraus schon ein mehr oder weniger weitgehender und sicherer Schluss auf die mineralogische Zusammensetzung gestattet sein. Bei den Porphyren kann man so durch Prüfung der Härte die Anwesenheit oder Abwesenheit von Quarz in der Grundmasse feststellen. Gesteine, deren specifisches Gewicht geringer ist, als das des Labrador, können z. B. niemals Gemenge von Labrador

und Augit sein. Auch die chemischen Hülfsmittel geben manchen Aufschluss; untersucht man mit dem Löthrohr die Schmelzbarkeit, beobachtet ferner das Verhalten des Gesteins gegen Säuren, so ergibt sich eine Summe von Kennzeichen und Eigenschaften, die nur einem kleinen Kreis von Mineralien zukommen und mit jedem neu angewandten Prüfungsmittel wird dieser Kreis enger begrenzt, somit die Erkennung der Mineralien näher gerückt. Eine vollständige chemische Analyse des Gesteins lässt auch manche Folgerungen auf die mineralische Zusammensetzung zu; allein wie sehr allgemein und wenig sicher die daraus entnehmbaren Andeutungen sind, wird sich im Verlauf vielfach herausstellen. Die früher häufig angewandte Methode, manche kryptomeren Gesteine mit Säuren zu behandeln, wobei ein löslicher und ein unlöslicher Theil sich ergibt, und alsdann jeden dieser Theile, den man als ein besonderes oder mehrere Mineralien betrachtete, durch eine quantitative Analyse zu erkennen oder weiter zu zerlegen, hat, auf nicht durchweg richtige Ansichten gestützt, viele Irrthümer im Gefolge gehabt, wesshalb man nur mit grosser Vorsicht sich ihrer bedienen sollte.

Das relative Mengenverhältniss der wesentlichen Gemengtheile eines ungleichartigen Gesteins ist kein constantes, sondern vielen Schwankungen unterworfen: bald erscheint dieser, bald jener Gemengtheil als der vorwaltendere, während ein anderer als untergeordneter mehr zurücktritt. Wegen dieser localen und gesetzlosen Veränderlichkeit bietet die genaue Ermittelung des Quantitätsverhältnisses der Gemengtheile wenig Interesse dar und sie ist, zumal bei vielfach zusammengesetzten Gesteinen eine so schwierige, ja meist unausführbare, dass man sie nur in wenigen Fällen angestellt hat. Delesse hat dafür eine freilich sehr mühevolle und selbst für annähernde Bestimmungen nur geringe Sicherheit bietende mechanische Methode ersonnen (Comptes rend. XXV. 1847. 544; Annales des mines (4) XIII. 1848. 379): Wenn man an einem gleichmässig gemengten Gestein eine glatte Schliffläche anbringt, so ist zu erwarten, dass das Volum der Quantitäten der einzelnen mineralischen Gemengtheile zu einander in demselben Verhältnisse stehen werde, wie die Summen des Inhalts ihrer Oberflächen auf der Schlifffläche. Man breitet ein Stück durchsichtiges Oelpapier über die Schlifffläche, colorirt die einzelnen Bestandtheile, deren Grenzen durch eine vorherige Tränkung des geschliffenes Gesteins mit Oel besser von

einander unterscheidbar werden, mit Farben durch und klebt das Bild auf gleichmässig dickem Stanniol auf. Trennt man nun vorsichtig mit einer Scheere die einzelnen verschiedenfarbigen Theile, löst durch Befeuchten das Papier von dem Stanniol, so kann man die zusammengehörigen Stanniolschnitzel, welche die einzelnen Gemengtheile repräsentiren, abwägen und das Verhältniss zwischen den Summen der Gewichte der entsprechenden Schnitzel ist das Quantitätsverhältniss der einzelnen Gemengtheile dem Volum nach. Führt man diese Operation auf den sechs Seiten eines geschliffenen Gesteinsparallelopipeds durch, so erhält man Maxima und Minima dieser Werthe, aus denen sich die mittlere Zusammensetzung berechnen lässt. Je gleichmässiger körnig und je grobkörniger das Gestein ist, um so grössere Sicherheit bietet diese Untersuchung. Sorby bestimmte auf ähnliche Weise an geschliffenen Kalksteinen das Mengenverhältniss zwischen den von Organismen herrührenden und den rein mineralischen Bestandtheilen (London etc. Philos. Magaz. XI. 1856. 21).

Leichter vermag man bei binären Gesteinen auf andere Weise das beiläufige Quantitätsverhältniss der Gemengtheile zu ermitteln. Es gründet sich diese einfache Methode auf das specifische Gewicht derselben. Bezeichnet man das Volum des schwerern Gemengtheils mit v, das des leichtern mit v', das specifische Gewicht des schwerern Gemengtheils mit g, das des leichtern mit g', das des ganzen Gesteines selbst mit G, so hat man das Verhältniss

$$v : v' = G - g' : g - G.$$

Es leuchtet ein, dass die Bestimmungen der specifischen Gewichte mit grösster Sorgfalt ausgeführt werden müssen, indem jeder kleine Fehler eine beträchtliche Aenderung des Resultats zu Wege bringt. Die Methode ist natürlich um so sicherer, je mehr die specifischen Gewichte der einzelnen Gemengtheile von einander verschieden sind.

Auch durch eine geschickt angestellte Interpretation der chemischen Bauschanalyse eines Gesteines vermag man manchmal das Mengungsverhältniss seiner mineralischen Bestandtheile wenigstens annähernd zu ermitteln; davon wird später ausführlicher die Rede sein.

Chemische Bestandtheile der Gesteine.

In den verschiedenen Gesteinen müssen natürlicherweise sämmtliche chemische Stoffe, welche überhaupt auf der Erde bekannt

sind, enthalten sein. Sieht man indessen bei der Betrachtung der Felsarten über diejenigen hinweg, welche nur eine untergeordnete Rolle in der Zusammensetzung der Erdfeste spielen, so wird es sich ergeben, dass der Kreis von Mineralien, welche die häufiger und fast ausschliesslich vorkommenden Gesteine bilden, ein sehr geringer ist, und dass diese wenigen Mineralien, aus deren Combination die vorwaltendsten Gesteine hervorgehen, wiederum aus einer sehr kleinen Anzahl chemischer Bestandtheile zusammengesetzt sind. Isolirte elementare Körper tragen wenig zur Bildung jener verbreitetsten Mineralien bei; meistens sind letztere binäre chemische Verbindungen oder salzartige Verbindungen höherer Ordnung.

Der vorwiegendste Bestandtheil ist die Kieselsäure ($\ddot{Si}$), welche nicht nur in den ungeschichteten, sondern auch in den geschichteten Felsarten unseres Erdkörpers überaus stark verbreitet ist. Der Kiesel spielt in dem Mineralreich dieselbe Hauptrolle, wie der Kohlenstoff in den organischen Verbindungen. Die Kieselsäure erscheint allein für sich als Quarz, welcher sowohl selbständig grosse Gebirgsmassen bildet, als auch mit andern Mineralien combinirt, sehr ausgedehnte Gesteinsmassen zusammensetzen hilft. Ausserdem macht die Kieselsäure einen Hauptbestandtheil der meisten Mineralien aus, indem diese Silicate, Verbindungen von Kieselsäure mit Erden und Alkalien darstellen. Wegen dieses gewichtigen Antheils, den die Kieselsäure an dem Aufbau der ganzen uns bekannten Erde nimmt, wird jeder Versuch einer chemischen Classification der Gesteine diesen Bestandtheil und seine Verbindungen zum Ausgangspunkt der Vergleichung nehmen müssen. Auch für die versteinerten Organismen gewinnt die Kieselsäure eine grosse Bedeutung, indem sie vielfach als das versteinernde Material auftritt (Muscheln und Schnecken in Hornstein und Chalcedon verwandelt, Kieselpanzer der Diatomeen, verkieselte Hölzer u. s. w.). Unter den Bestandtheilen, welche die Gewässer aufgelöst enthalten, nimmt sie ebenfalls eine Hauptstelle ein.

Die Thonerde ($\ddot{\underline{Al}}$) kommt selbständig als Korund vor, welcher einigen Gesteinen beigemengt ist und als Smirgel ein Gestein bildet, dessen Verbreitung indessen eine sehr geringe ist. Bedeutendere Wichtigkeit erlangt die Thonerde in Verbindung mit andern Bestandtheilen, namentlich der Kieselsäure, indem unter den Silicaten die Thonerdesilicate zu den verbreitetsten gehören.

Die *Kalkerde* ($\dot{Ca}$) tritt nicht für sich allein auf, spielt indess in Verbindung mit Säuren eine noch bedeutsamere Rolle als die Thonerde. In der Vereinigung mit Kieselsäure bildet sie einen Bestandtheil vieler Silicate; die aus der Vereinigung mit Kohlensäure hervorgehende kohlensaure Kalkerde nimmt bei dem Aufbau der Gebirgsmassen einen der allerhervorragendsten Plätze ein, indem die Kalkgebirge den Silicatgesteinen an Verbreitung wenig nachstehen. Mit Schwefelsäure verbunden bildet die Kalkerde den Anhydrit und Gyps, aus dem ebenfalls weitausgedehnte Felsmassen bestehen.

Die *Magnesia* ($\dot{Mg}$) spielt keine solch bedeutsame Rolle; ihre Hauptwichtigkeit erlangt sie als kohlensaure Magnesia in ihrer Vereinigung mit kohlensaurer Kalkerde zu Dolomit.

Kali ($\dot{K}$) und *Natron* ($\dot{Na}$) sind unter den Alkalien die wichtigsten und zeichnen sich mehr durch sehr weite Verbreitung als durch Quantität aus. Fast jedes Silicat enthält das eine oder andere dieser beiden Alkalien. Das Natrium bildet in Verbindung mit Chlor das Steinsalz.

Welchen Raum das flüssige *Wasser* auf der Erdoberfläche einnimmt, ist bekannt; ausserdem ist das Wasser noch Bestandtheil mehrerer gesteinsbildender Mineralien, z. B. von Gyps, Serpentin, Talk. Im festen Zustande bildet das Wasser als Eis in den Hochgebirgen und Polarländern einen beträchtlichen Theil der Oberfläche.

Unter den Säuren nimmt offenbar die *Kohlensäure* ($\ddot{C}$) nach der schon erwähnten Kieselsäure die erste Stelle ein, deren angedeutete Verbindungen mit Kalkerde und Magnesia von grösster Wichtigkeit sind. Zwei Fünftel des Gewichts sämmtlicher Kalksteingebirge der Erde werden durch Kohlensäure gebildet.

Schwefelsäure ($\dddot{S}$) ist in ihrer Verbindung mit Kalkerde zu Gyps und Anhydrit bemerkenswerth. Unter den sog. Salzbildnern erlangt das *Chlor* (Cl) Wichtigkeit, welches sich mit Natrium zu Steinsalz vereinigt.

Von den schweren Metallen ist das *Eisen* am weitesten verbreitet. Eisenoxydul ($\dot{Fe}$) tritt nur in Verbindung mit andern Stoffen auf, erscheint aber hier als wesentlicher Bestandtheil mancher wichtigen Mineralspecies. Eisenoxyd ($\underline{\dddot{Fe}}$) geht ebenfalls viele Verbindungen ein und bildet selbständig den Rotheisenstein und Eisenglanz. Aus Eisenoxydul-Eisenoxyd besteht der Magneteisenstein.

Auch Manganoxydul ($\dot{Mn}$) und Manganoxyd ($\dddot{\underline{Mn}}$) sind Bestandtheile einiger Mineralien. Schwefel (S) und Kohlenstoff (C) sind die einzigen elementaren Stoffe, welche als solche stellenweise in grössern Massen auftreten, letzterer in mehr oder weniger verunreinigtem Zustande als Anthracit und Graphit. Berücksichtigung verdient noch die Verbindung von Schwefel und Eisen, das Eisenbisulphuret, der Eisenkies als selbständige Ablagerung und als Gemengtheil mancher Gesteine.

Es sind dies die hauptsächlichsten chemischen Bestandtheile, aus denen die Gesteine zusammengesetzt sind; die übrigen Körper erscheinen im Verhältniss zu diesen in verschwindend geringer Quantität. Ueber die Verbreitung des Stickstoffs und der organischen Substanzen vgl. Delesse Annales des mines (5) XVIII. 1860. 151.

Mineralische Bestandtheile der Gesteine.

Die Zahl derjenigen Mineralien, welche so vorherrschend in der äussern Erdkruste auftreten, dass sie eine wesentliche Rolle bei der Zusammensetzung derselben spielen, ist, wie bereits erwähnt, eine verhältnissmässig geringe: weitaus die meisten Mineralspecies erscheinen nur in untergeordneten Vorkommnissen innerhalb der vorwaltenden Mineralaggregate, welche wir Gesteine nennen.

In folgendem ist eine gedrängte Uebersicht derjenigen Mineralien zu geben versucht worden, welche hauptsächlich die Gesteine zusammensetzen. Es sind zuerst diejenigen Mineralien aufgezählt, welche die wesentlichen Bestandtheile der einzelnen Gesteine ausmachen: davon tritt ein Theil an und für sich als gesteinsbildend auf; so bildet der Quarz den Quarzfels, der Kalkspath den Kalkstein u. s. w. Es konnte nicht in der Absicht liegen, hier eine erschöpfende Beschreibung der krystallographischen, physikalischen und chemischen Verhältnisse derselben zu liefern, eine Aufgabe, welche der Mineralogie zufällt; nur die wichtigsten und für petrographische Untersuchungen wissenswerthesten Eigenschaften sind kurz berührt. Wie zum Lesen der Wörter die Kenntniss der Buchstaben, so ist für den Petrographen die Kenntniss der Mineralien unerlässlich. Dabei ist auf das bisher nicht nach Gebühr beachtete Verhältniss des Nebeneinandervorkommens der einzelnen Mineralien und des Gebundenseins derselben an gewisse Gesteine oder Gesteinsgruppen Rücksicht genommen; diese wie es scheint, gesetz-

mässigen Beziehungen verdienten wohl in der angedeuteten Richtung weiter erforscht zu werden. Angereiht ist die Aufzählung einiger anderer Mineralien, welche nicht als wesentliche, sondern nur als accessorische Gemengtheile in den Gesteinen vorkommend, für die Zusammensetzung derselben von geringerer Bedeutung sind.

Quarz.

Rhomboedrisch (94° 15′) mit dihexaedrischer Ausbildung. Als Gemengtheil der Gesteine erscheint er nur selten krystallisirt; er zeigt dann die hexagonale Pyramide allein oder in Combination mit untergeordneten Säulenflächen; diese eingewachsenen Quarzkrystalle besitzen in der Regel eine rauhe Oberfläche. Meistens in rundlichen oder eckigen krystallinischen Körnern. H. = 7; spec. Gew. = 2.5 — 2.8, bei den reinsten Varietäten 2.65. Spaltbarkeit ausserordentlich unvollkommen, Bruch muschelig bis splitterig, Glasglanz, auf den Bruchflächen oft Fettglanz zeigend; durchsichtig, halbdurchsichtig bis an den Kanten durchscheinend; farblos, weiss, graulichweiss, grau, bisweilen auch gelblich oder bläulich.

Reine Kieselsäure, $\ddot{S}i$, mitunter mit kleinen Beimengungen von Eisenoxyd, Titansäure u. s. w. Vor dem Löthrohr unschmelzbar; auf Kohle löst Soda den Quarz zu einem klaren Glase auf; unter den Säuren ist es nur die Fluorwasserstoffsäure, welche ihn auflöst. Durch Kalilauge wird das Quarzpulver nur sehr wenig angegriffen.

Der Quarz nimmt einen sehr wichtigen Antheil an der Zusammensetzung der Gesteine; für sich allein setzt er den Quarzfels zusammen, in einer grossen Anzahl von Gesteinen bildet er einen wesentlichen und zwar characteristischen Gemengtheil, z. B. im Granit, Quarzporphyr, Quarztrachyt, Gneiss, Granulit. In diesen Gesteinen findet er sich hauptsächlich in Combination mit den saurern Feldspathen, mit Orthoklas (Sanidin) und Oligoklas; nur äusserst spärliche Vorkommnisse sind bekannt, wo der Quarz neben dem basischern Labrador auftritt; die Combination von Quarz mit dem noch basischern Anorthit ist nicht bekannt. Nephelin und Leucit erscheinen ebenfalls nie in quarzhaltigen Gesteinen; während Hornblende sehr häufig den Quarz begleitet, scheinen Augit und Quarz sich gegenseitig auszuschliessen. Die recenten krystallinischen Laven führen keinen Quarz. Von den Feldspathen unterscheidet sich in den kleinkörnigen Gesteinen der Quarz durch die meist

rundliche Form der Körner, durch ihren muscheligen Bruch, Glas- oder Fettglanz und ihre meist rauchgraue Farbe. Wegen seiner Härte und Widerstandsfähigkeit gegen chemische Zersetzung ist der Quarz ein verhältnissmässig sehr verbreitetes Element der klastischen Gesteine (Sandsteine, Sand).

Andere Quarzsubstanzen, Kieselschiefer, Hornstein, Jaspis, Feuerstein, Opal, Kieselsinter treten gesteinsbildend auf, weshalb für diese auf die Beschreibung der einzelnen Gesteinsarten verwiesen wird.

Feldspathe.

Orthoklas.

Monoklinoedrisch, Säulenwinkel 118° 48′ (Descl.); zeigt als Gemengtheil von Gesteinen grosse Neigung zur Zwillingsbildung nach dem Carlsbader Gesetz (Zwillinge nach dem Bavenoer Gesetz scheinen sich blos auf Drusen- und Spaltenwänden aufgewachsen zu finden); bildet sowohl vollständige, als unvollständige Krystalle und unregelmässig eckige krystallinische Körner. H. = 6; spec. Gew. = 2.53 — 2.6. Spaltbar sehr vollkommen nach zwei aufeinander senkrechten Richtungen (a : c : ∞ b und b : ∞ a : ∞ c). Bruch muschelig bis uneben und splitterig. In den Gesteinen meist weiss, graulichweiss, röthlichweiss, fleischroth, auch ziegelroth. Glasglanz, auf der Hauptspaltungsfläche (a : c : ∞ b) oft Perlmutterglanz. Von Säuren kaum angreifbar, vor dem Löthrohr schwierig zu trübem blasigem Glase schmelzend.

Der Orthoklas besteht aus 1 At. Kali, 1 At. Thonerde, 6 At. Kieselsäure; doch wird immer ein kleiner Theil Kali durch Natron ersetzt, auch findet sich fast immer eine geringe Kalkmenge und häufig Eisenoxyd bis zu $1\frac{1}{2}$ pct. Die berechnete Zusammensetzung des reinen Kali-Orthoklas ist: Kieselsäure 65.20; Thonerde 18.12; Kali 16.68 (Rammelsberg). Das Verhältniss des Sauerstoffs der Monoxyde, der Sesquioxyde und Kieselsäure ist 1 : 3 : 12. Der Sauerstoffquotient (Summe des Sauerstoffs der Monoxyde und Sesquioxyde, dividirt durch den Sauerstoff der Kieselsäure) beträgt 0.333.

Einer der Hauptgemengtheile vieler Gesteine, des Granit, Syenit, Miascit, Orthoklasporphyr, Gneiss, Minette u. s. w., bald mit Quarz verbunden, bald ohne Quarz. Von den andern Gliedern der Feldspathgruppe ist Oligoklas sehr häufig mit Orthoklas vergesellschaftet; auch Nephelin tritt, indessen bedeutend seltener und dann

fast stets bei Abwesenheit von Oligoklas neben dem Orthoklas auf. Basischere Feldspathe, Labrador und Anorthit, sind neben dem Orthoklas noch nicht nachgewiesen worden. Vielfach mit Hornblende in Verbindung, während die Association von Augit mit Orthoklas nicht vorzukommen scheint.

Das Zersetzungsproduct des Orthoklas bildet der Kaolin, welcher als Gesteinsablagerung (vgl. diesen als Anhang zu den klastischen Gesteinen), auch hier und da in halb umgewandelten Graniten erscheint.

S a n i d i n, eine Varietät des Orthoklas, ausgezeichnet durch die rissige Beschaffenheit und den sehr starken Glasglanz. Krystalle meist tafelartig durch Vorherrschen der Längsfläche oder rechtwinklig säulenförmig, wenn die Hauptspaltungsfläche gleichfalls vorwaltet; Carlsbader Zwillinge bildend; oft nur in krystallinischen Körnern, durchsichtig und durchscheinend, graulich- und gelblichweiss. Spec. Gew. = 2.56 — 2.60. Die chemische Zusammensetzung ist dieselbe wie beim Orthoklas; bezüglich des Natrongehalts waltet kein constanter Unterschied ob.

In den Quarztrachyten, Trachyten und Phonolithen, sowie in den Lavagliedern dieser Gesteine vertritt der Sanidin gewissermassen den Orthoklas; in diesen jüngern Gesteinen tritt kein Feldspath mit den physikalischen Eigenschaften des Orthoklas, in den ältern keiner mit denen des Sanidin auf. Einige, allerdings sehr spärliche Vorkommnisse von Quarzporphyr enthalten Sanidin meist mit Orthoklas zusammen. Die Verhältnisse der Association mit andern Mineralien sind für Orthoklas und Sanidin dieselben.

O l i g o k l a s.

Triklinoedrisch, Säulenwinkel ungefähr 120° (120° 20′ und 42′ Marignac); undeutliche Krystalle bildend, welche fast immer Zwillinge sind, nach dem Gesetz verwachsen, dass die Zwillingsebene die Längsfläche ist; dadurch müssen die beiderseitigen Schiefendflächen, welche auf der Längsfläche nicht rechtwinklig sind, einspringende und ausspringende Winkel bilden, welche bei dem Oligoklas 172° 20′ (Marignac) betragen; indem nun oft sehr viele, fein lamellar ausgebildete Krystalle mit einander auf diese Weise verwachsen, zeigt sich auf der Schiefendfläche des polysynthetischen Krystalls, welche die vollkommenste Spaltungsrichtung ist, eine characteristische, oft ungemein zarte Streifung. Allen triklinoedri-

schen Feldspathen ist diese Art der Zwillingsverwachsung eigen, sie bieten daher auch sämmtlich diese ausgezeichnete Erscheinung der Zwillingsstreifung dar, durch welche man sie vortrefflich von dem Orthoklas unterscheiden kann; manchmal ist sie indessen so fein ausgebildet, dass nur ein geübtes Auge sie erkennt. Der Oligoklas erscheint gewöhnlich in krystallinischen Körnern. H. = 6; spec. Gewicht = 2.63—2.68. Weiss, graulich-, gelblich-, grünlichweiss, auch gelblich- und grünlichgrau. Auf den Spaltungsflächen zeigt sich Glasglanz, matter als bei dem Orthoklas, sonst Fettglanz; nur trüb und sehr schwach durchscheinend, meist nur an den Kanten durchscheinend. Der Oligoklas schmilzt etwas leichter, als der Orthoklas zu einem farblosen Glase, wird von Säuren kaum angegriffen; die kalkreichen Varietäten scheinen etwas mehr zersetzbar zu sein.

Der Oligoklas, welchen zuerst Breithaupt als neue Mineralspecies aufstellte (Poggend. Annal. VIII. 1826. 238.) besteht aus 2 Atomen Monoxyd, 2 At. Thonerde und 9 At. Kieselsäure; das Sauerstoffverhältniss ist 1 : 3 : 9; der Sauerstoffquotient 0.444. Unter den Monoxyden wiegt das Natron vor, doch wird stets ein Theil desselben durch Kali, Kalk, sowie durch geringe Menge von Magnesia ersetzt, so dass statt der erforderlichen 14 pct. meist nur 7—9 pct. Natron vorhanden sind; kleine Mengen von Eisenoxyd fehlen auch selten. Rammelsberg berechnete für einen Oligoklas, bei dem unter den Monoxyden auf 2 Theile Natron 1 Theil Kalk kommt, die Zusammensetzung: Kieselsäure 63.01; Thonerde 23.35; Natron 8.40; Kalk 4.24. Einen kalkhaltigen Oligoklas hat Forchhammer Havnefjordit genannt.

In zahlreichen Gesteinen findet sich der Oligoklas als Gemengtheil sehr oft neben Orthoklas (auch kommen beide regelmässig verwachsen vor, so dass die Hauptaxe und die zweite Spaltungsfläche parallel liegen), wie im Granit, Syenit, Quarzporphyr, Orthoklasporphyr, Quarztrachyt, Trachyt, bald ohne Orthoklas, wie im Diorit, Melaphyr, Andesit; auch im Gneiss tritt Oligoklas auf. Dieser Feldspath zieht sich so durch eine grosse Menge von Gesteinen hindurch, von den sauersten quarzhaltigen angefangen bis zu den basischen, bereits Augit führenden. Das Zusammenvorkommen des Oligoklas mit basischern Feldspathen, mit Labrador und Anorthit konnte, so häufig auch das mit Orthoklas ist, bis jetzt nicht

nachgewiesen werden. Auch Nephelin und Leucit scheinen neben dem Oligoklas gänzlich zu fehlen. Sowohl Hornblende als Augit treten in den Oligoklasgesteinen auf, so dass dieser Feldspath als das die verschiedensten Gesteine untereinander verknüpfende Element erscheint. Wo der Oligoklas neben dem Orthoklas vorkommt, da unterscheidet er sich meist ausser der characteristischen Zwillingsstreifung auch noch durch abweichende Farbe und mattern Glanz.

Der in den neoplutonischen und vulkanischen Gesteinen auftretende Oligoklas verhält sich gewissermassen mit seinen physikalischen Eigenschaften zu dem gewöhnlichen, wie Sanidin zum Orthoklas; er ist meist rissig und lebhafter glänzend, weshalb man ihn auch glasigen Oligoklas genannt hat.

Orthoklas und Oligoklas sind die beiden Alkalienfeldspathe; die nun folgenden beiden Arten sind der Hauptsache nach Kalkfeldspathe. Alkalienfeldspathe und Kalkfeldspathe kommen nach den bisherigen Beobachtungen in krystallinischen Gebirgsarten nicht neben einander als Gemengtheile vor.

Labrador.

Triklinoedrisch; Säulenwinkel 121° 37′ (Descl.), die Krystallisationsverhältnisse der undeutlichen Ausbildung wegen nicht vollständig bekannt. In eingewachsenen krystallinischen Individuen, die eine nach demselben Gesetz wie beim Oligoklas gebildete vielfach wiederholte Zwillingsverwachsung zeigen, daher auch hier auf der vollkommensten Spaltungsfläche die characteristische Streifung erscheint; der einspringende Winkel beträgt 173° 20′; auch in blätterigen und körnigen Aggregaten. H. = 6; spec. Gew. = 2.62—2.74. Meist graulich und weisslich, auch ins gelbliche, grünliche, bläuliche; durchscheinend, meist nur an den Kanten durchscheinend; auf den Spaltungsflächen Glasglanz, auf den Bruchflächen fettartigen Glanz zeigend. Auf den Längsflächen erscheint bei manchen Varietäten schöne Farbenwandlung in grün, blau, gelb und roth. Vor dem Löthrohr schmilzt er etwas leichter als Orthoklas zu einem ziemlich dichten weissen Email und färbt wegen seines Natrongehaltes dabei die Flamme gelblich. Vor und nach dem Glühen wird das Pulver von Salzsäure, jedoch schwer zersetzt.

Der Labrador besteht aus 1 At. Monoxyd, 1 At. Thonerde und 3 At. Kieselsäure, das Sauerstoffverhältniss ist 1 : 3 : 6, der Sauerstoffquotient 0.666. Das Monoxyd ist vorwiegend Kalk, zu

welchem sich in allen Labradoren Natron gesellt; auch enthalten die meisten Labradore geringe Mengen von Kali und Magnesia; desgleichen treten statt der Thonerde meist 1—2 pct. Eisenoxyd auf. Rammelsberg berechnete für einen Labrador, bei dem die Monoxyde aus 3 At. Kalk und 1 At. Natron bestehen, die Zusammensetzung: Kieselsäure 53.48; Thonerde 29.72; Kalk 10.80; Natron 6.00.

Als Gemengtheil vieler Gesteine, namentlich derer, welche keinen Quarz enthalten, in Diabas, Gabbro, Hypersthenit, Labradorporphyr, Dolerit, Basalt; hier meistens mit Augit verbunden, sehr häufig auch von Magneteisen begleitet. Die Association von Hornblende mit Labrador ist ganz unverhältnissmässig viel seltener. Wie erwähnt, tritt Labrador mit saurern Feldspathen nicht in Verbindung. Das Zusammenvorkommen mit Anorthit ist bis jetzt noch nicht nachgewiesen worden; doch ist es an und für sich wahrscheinlich, dass wie die Alkalienfeldspathe, so auch die beiden Kalkfeldspathe neben einander in Gesteinen erscheinen. Weder Leucit noch Nephelin sind neben dem Labrador bekannt.

Anorthit.

Triklinoedrisch, Säulenwinkel 120° 30′, in krystallinischen, dem Oligoklas und Labrador sehr ähnlichen Individuen, dieselbe Zwillingsverwachsung und dadurch erzeugte Streifung zeigend; der einspringende Winkel beträgt 171° 40′. H. = 6, spec. Gew. = 2.67—2,76; von weisser und graulichweisser Farbe; in den Gesteinen meist nur durchscheinend, mit Glasglanz, auf den Spaltungsflächen Perlmutterglanz. Vor dem Löthrohr schmilzt er ziemlich schwer, schwerer als Labrador; mit Soda gibt er ein emailweisses Glas; von concentrirter Salzsäure wird er dagegen vollkommen zersetzt; die Kieselsäure wird dabei pulverig, nicht als Gallerte abgeschieden. Der Anorthit besteht aus 1 At. Kalk, 1 At. Thonerde und 2 At. Kieselsäure, und sein Sauerstoffverhältniss ist 1 : 3 : 4; der Sauerstoffquotient beträgt 1.00. Von dem Kalk wird eine sehr geringe Menge durch Natron, Kali und Magnesia ersetzt, welche verhältnissmässig bei weitem nicht so viel betragen, wie beim Labrador; kleine Mengen von Eisenoxyd vertreten die Thonerde. Rammelsberg berechnete für den Anorthit, dessen Monoxyd nur aus Kalk, dessen Sesquioxyd nur aus Thonerde besteht, die Zusammensetzung: Kiesel-

säure 43.70; Thonerde 36.44; Kalk 19.86. Der Anorthit ist der basischste Feldspath, den man kennt.

Der Anorthit, welchen man früher nicht als Gemengtheil von Gesteinen voraussetzte, hat sich in manchen derselben gefunden; der Feldspath in einigen sog. Dioriten hat sich als Anorthit ergeben, in Basalten und basaltischen Laven ist er auch nachgewiesen, und spätern Untersuchungen wird er wahrscheinlich noch häufig begegnen; anorthitische Gesteine werden Eukrite genannt.

Neben Anorthit tritt sowohl Hornblende als Augit auf: es ist dies insofern eigenthümlich, als Labrador, der andere Kalkfeldspath, neben der Hornblende so selten ist. Quarz ist nach den bisherigen Beobachtungen in Anorthitgesteinen nicht gegenwärtig.

Die triklinoedrischen Feldspathe, so gut sie sich auch von dem Orthoklas unterscheiden, sind dennoch unter einander nur sehr schwer zu erkennen. Die schwere Schmelzbarkeit des Oligoklas und die leichte Zersetzbarkeit des Anorthit können in manchen Fällen Unterscheidungsmerkmale liefern, die indessen kaum genügen, um die Natur des Feldspaths mit Sicherheit festzustellen. Dafür ist wohl eine genauere chemische Untersuchung unerlässlich; eine vollständige Analyse ist natürlich hier entscheidend, sehr häufig aber wird die Bestimmung der Kieselsäure schon gültige Schlüsse erlauben, da deren normale Mengen bei Oligoklas, Labrador und Anorthit 63, 53 und 44 pct. nicht allzunah neben einander liegen.

Es ist hier anhangsweise noch eine Anzahl anderer Glieder der Feldspathgruppe zu erwähnen. Der Albit ist eine wohlbegründete Species, von der es nur nicht vollständig feststeht, ob sie eingewachsen in Gesteinen vorkommt; die andern der folgenden Feldspathe sind entweder ihrer Natur nach noch wenig bekannt, oder ihrer Selbständigkeit nach mehr oder weniger zweifelhaft.

Albit; triklinoedrisch, Säulenwinkel 122° 15′ (Miller), Zwillingsverwachsung gerade wie beim Oligoklas; der einspringende Winkel beträgt 172° 48′. H. = 6—6.5, spec. Gew. = 2.62—2.67; weisslich, gelblich-, grünlichweiss. Wie der Orthoklas ist er von Säuren kaum angreifbar und schmilzt vor dem Löthrohr nur schwer und an den Kanten, färbt aber dabei wegen seines Natrongehalts die Flamme deutlich gelb. Ist in chemischer Hinsicht dem Orthoklas vollständig analog constituirt: er besteht aus 1 At. Natron, 1 At. Thonerde und 6 At. Kieselsäure, hat das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 12

und den Sauerstoffquotient 0.333; die meisten Albite besitzen auch einen sehr geringen Kali-, Kalk-, Magnesia- und Eisenoxydgehalt. Rammelsberg berechnet die Zusammensetzung zu: Kieselsäure 69.23; Thonerde 19.22; Natron 11.55; der Albit besitzt einen grössern Kieselsäuregehalt, als der Orthoklas. Den triklinoedrischen Feldspath mit Zwillingsstreifung in den Graniten, Dioriten und andern Gesteinen hielt man früher für Albit, bis er sich bei näherer Untersuchung als Oligoklas ergab; G. Rose stellte den Satz auf, dass Albit sich nur als aufgewachsene Krystalle in Drusen- und Spaltenräumen, nicht aber als eingewachsener Gemengtheil der Gesteine finde (Poggendorff's Annal. LVI. 1845. 109); von einigen Forschern wird indessen daran festgehalten, dass hier und da Albit als Gemengtheil erscheine, seine Gegenwart dürfte jedoch noch nicht vollständig erwiesen sein, obschon auf der andern Seite kein Grund vorzuliegen scheint, weshalb dieser Feldspath nicht auch in solcher Weise auftreten sollte: den Anorthit kannte man ehedem auch nur in aufgewachsenen Krystallen.

Baulit oder Krablit nannte Forchhammer einen angeblichen Feldspath von dem Baulaberg und der Krafla in Island, welcher nach Sartorius v. Waltershausen die Grundmasse der sauersten Trachytgesteine bilden soll; es wird ihm bald das Sauerstoffverhältniss von 1 : 3 : 18, bald dasjenige von 1 : 3 : 24 (Genth) beigelegt. Untersuchungen, die von Bunsen und Zirkel an dem mit diesem Namen bezeichneten feldspathigen Material angestellt wurden, ergaben, dass dasselbe deutlich Quarz beigemengt enthält, woher der hohe Kieselsäuregehalt rührt. Der sog. Baulit kann demnach auf Selbständigkeit keinen Anspruch machen.

Als Mikroklin bezeichnet Breithaupt (Schweigger-Seidel, Jahrb. d. Chem. u. Phys. 1830. III. 324) den farbenspielenden Feldspath aus dem Zirkonsyenit von Frederiksvärn in Norwegen, welcher in seiner chemischen Zusammensetzung mit dem Orthoklas übereinstimmt, jedoch nicht genau orthoklastisch und monoklinoedrisch, sondern wie der Albit triklinoedrisch sei, indem die beiden Hauptspaltungsflächen vom rechten Winkel (allerdings nur um 22′) abweichen. Neuerdings hat Descloizeaux für den grünen sog. Mikroklin von Bodenmais die Rechtwinkligkeit der Hauptspaltungsflächen dargethan.

Unter dem Namen Loxoklas hatte Breithaupt einen Feld-

spath von Hammond in New-York beschrieben, welcher rechtwinklig spaltbar und monoklinoedrisch wie Orthoklas ist, dabei aber das Sauerstoffverhältniss des Oligoklas zeigen soll; auch ist sein spec. Gew. = 2.60 — 2.62, also höher als das des Orthoklas, dem des Oligoklas sich nähernd; er schmilzt dagegen viel schwerer als Oligoklas. Nach der Analyse von Smith und Brush indessen, welche auf das Sauerstoffverhältniss von 1.04 : 3 : 11.5 führt, stellt sich der Loxoklas als ein natronreicher etwas zersetzter Orthoklas dar.

Abich belegte mit dem Namen Andesin den triklinoedrischen Feldspath der trachytischen Gesteine der südamericanischen Andes, welchen man früher für Albit gehalten hatte. Er bestimmte sein spec. Gew. zu 2.733, Jacobson fand 2.679, Rammelsberg 2.674, Deville nur 2.61. Abich nahm für ihn das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 8 an (1 At. Monoxyd, bestehend aus Natron und Kalk, 1 At. Thonerde und 4 At. Kieselsäure). Delesse hat mehrere Feldspathe aus den Vogesensyeniten und aus Porphyren ebenfalls für Andesin erklärt, Rammelsberg rechnet hierzu die Zwillingskrystalle aus dem Porphyr des Esterelgebirges im südöstlichen Frankreich. G. Rose (Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 369) und G. Bischof (Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 2. Aufl. II. 448) halten dagegen wohl mit Recht den Andesin für einen zersetzten Oligoklas. Deville hat sich ebenfalls dafür ausgesprochen, dass der Andesin ein etwas umgewandelter Oligoklas sei, bei dem ein Theil der Monoxyde und der Kieselsäure fortgeführt ist; er fand in allen untersuchten sog. Andesinen einen Gehalt an Kohlensäure. Rammelsberg sieht in der Einfachheit des Sauerstoffverhältnisses 1 : 3 : 8 einen Grund, die Selbständigkeit dieses Feldspaths festhalten zu müssen, gleichfalls erachtet Descloizeaux den Andesin als selbständiges Zwischenglied zwischen Oligoklas und Labrador. Vergl. auch über den Andesin Roth in Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVI. 1864. 685.

Neuerdings hat G. vom Rath aus dem von ihm mit dem Namen Tonalit belegten Gestein vom Monte Adamello Feldspathe analysirt, welche ihm das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 7 ergaben. Er bringt damit andere ähnlich zusammengesetzte in Verbindung und hält dafür, dass diese Feldspathe in eine besondere Species zusammengruppirt werden müssen (vgl. Tonalit).

Der etwas zersetzte Vosgit Delesse's aus Vogesengesteinen

ist, wenn man seine Substanz wasserfrei berechnet, augenscheinlich mit dem Labrador identisch.

Saussurit; derb in sehr feinkörnigen bis dichten Aggregaten, welche unebenen bis splitterigen Bruch zeigen und sehr schwer zersprengbar sind. H. = 5.5; spec. Gew. = 3.2—3.4; wenig glänzend bis matt, mit unreinen Farben, graulichweiss, grünlichweiss, ins grünlichgraue und aschgraue; wenig an den Kanten durchscheinend; vor dem Löthrohr schmilzt er sehr schwer an den Kanten zu einem grünlichgrauen Glas, Säuren greifen ihn nicht an. Mit Diallag zusammen einen Theil des Gabbro bildend. Es ist höchst wahrscheinlich, dass man verschiedene Substanzen mit diesem Namen bezeichnet hat und dass wenigstens ein Theil des sog. Saussurit sich dem Zoisit, vielleicht auch dem Granat anschliesst. Diejenigen Saussurite, welche sich als Feldspath darstellen, würden am besten für einen dichten Labrador gelten können (vgl. Gabbro, bei welchem die Frage nach der Natur des Saussurit näher erörtert ist).

Die Zusammensetzung aller Glieder der Feldspathgruppe gehorcht dem Gesetz, dass in ihnen das Sauerstoffverhältniss der Monoxyde und Sesquioxyde 1 : 3 beträgt, dass 1 At. Monoxyd gegen 1 At. Thonerde vorhanden ist. Der Sauerstoff der Kieselsäure ist das einzige schwankende Element, er besitzt von dem basischen Anorthit bis zum sauern Orthoklas aufsteigend die Werthe 4 (Anorthit), 6 (Labrador), 9 (Oligoklas), 12 (Orthoklas) und es sind 2, 3, $\frac{9}{2}$ und 6 Atome Kieselsäure auf 1 Atom Monoxyd vorhanden. Bei einer grossen Anzahl von Feldspathanalysen stellt sich indessen für den Sauerstoff der Kieselsäure nicht die erforderliche ganze Zahl heraus, sondern es ergeben sich bald grössere, bald geringere Differenzen.

Sartorius von Waltershausen hat in seinem reichhaltigen Werke über die vulkanischen Gesteine von Sicilien und Island die allgemeine chemische Zusammensetzung der Feldspathe sehr eingehenden Betrachtungen unterzogen. Aus einer Zusammenstellung aller damals bekannten Feldspathanalysen und Berechnung ihrer Sauerstoffverhältnisse folgert er, dass die Sauerstoffzahl für die Kieselsäure mit Ausnahme zweier Endwerthe allgemein variabel und nicht durch rationale ganze Zahlen darstellbar sei; für das basischste Glied, den Anorthit, ist diese Zahl 4, als das sauerste

Feldspathglied betrachtet er den (allerdings nicht selbständig existirenden) Krablit, bei dem der Sauerstoff der Kieselsäure 24 betrage. Diese beiden extremen Glieder (und als Mittelglied der Albit mit der Zahl 12) seien allein als wirkliche Species aufzufassen; die Sauerstoffzahl der Kieselsäure bei allen übrigen Feldspathen durchlaufe alle möglichen Werthe zwischen 4 und 24, und diese sämmtlichen Zwischenglieder seien als Gemische entweder von Krablit und Albit oder von Krablit und Anorthit zu erklären. Bei diesen Gemischen walte ein eigenthümlicher Isomorphismus ob, den er Gruppen-Isomorphismus nennt, indem dabei ganze Gruppen von Atomen, und nicht wie gewöhnlich, einzelne Atome es sind, welche sich unter einander vertreten. Jeden Feldspathkrystall von der Norm 1 : 3 : x denkt sich S. v. Waltershausen aus unendlich kleinen Krystallen beider Grenzglieder zusammengesetzt, gleichsam aus Steinen von Anorthit und Krablit oder aus Anorthit und Albit erbaut, von denen bald die einen, bald die andern der Zahl nach vorherrschen. »Es ist zu vermuthen, dass mit dieser Gruppenisomorphie die fast immer wiederkehrende, allgemein verbreitete Zwillingsbildung der Feldspathe im innigsten Zusammenhange stehe. Man kann sich nämlich vorstellen, dass die meisten, vielleicht alle grössern Feldspathkrystalle mit Ausnahme der Endglieder und des neutralen Salzes aus einer Reihe der Fläche M paralleler Lamellen basischer und saurer Natur zusammengesetzt sind, die als Spiegelbilder neben einander gestellt, wie Zink- und Kupferplatten in einer galvanischen Säule mit einander wechseln. Von der relativen Dicke beider Arten von Lamellen würde dann die chemische Zusammensetzung des componirten Feldspaths von der Norm 1 : 3 : x abhängig sein.«

Diese aus zahlreichen Analysen sich ergebenden intermediären Sauerstoffzahlen für die Kieselsäure werden von denjenigen, welche daran festhalten, dass fixirte Species existiren, denen die ganzen Zahlen 4, 6, 9, 12 zukommen, dadurch erklärt, dass entweder die analysirten Feldspathe nicht ganz reines Material darboten oder bereits zersetzenden Einwirkungen unterlegen sind, oder dass die Analyse derselben nicht genau ausgeführt worden sei.

Die Ansicht Sartorius v. Waltershausens erleidet dadurch keinen Abbruch, dass sowohl der Krablit, als alle Feldspathe, deren Sauerstoffzahl für die Kieselsäure 12 übersteigt, Gemenge von Feldspath mit Quarz sind und als solche ausser Betracht fallen, denn

man könnte alsdann die Feldspathe als Gemische von Anorthit mit dem nunmehrigen sauersten Endglied, dem Orthoklas oder dem Albit ansehen.

Gerhard hat durch gesonderte Analyse gezeigt, dass der als Perthit beschriebene Feldspath, welcher aus abwechselnden dünnen rothen und weissen Lamellen zusammengesetzt ist und Kali und Natron zugleich enthält, eine Verwachsung von Orthoklas mit Albit ist und hat für mehrere andere Feldspathe die gegründete Vermuthung ausgesprochen, dass bei ihnen Aehnliches der Fall sein möge (Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. 1862. XIV. 151). Es ist indessen wohl zu beachten, dass diese Untersuchung, die einzige, welche in dieser Weise bis jetzt ausgeführt wurde, nicht die Verwachsung eines sauren mit einem basischen Endgliede ergeben hat.

Neuerdings hat G. Tschermak die Resultate seiner Studien über die Feldspathgruppe mitgetheilt, die sich an die von S. v. Waltershausen anschliessen. Alle Feldspathe sind nach denselben aus blos drei Substanzen, die im Adular, Albit und Anorthit fast rein auftreten, zusammengesetzt. Die kalireichen und auch natronhaltenden Feldspathe, die man gewöhnlich als Orthoklas zusammenfasse, erscheinen ihm als regelmässige Durchwachsungen von Orthoklas mit Albitlamellen, welche beide indess nicht isomorph sind, da der Orthoklas monoklin, der Albit triklin krystallisirt. Durch die stets vorkommende Zwillingsverwachsung der Albittheilchen entständen jedoch Sammelformen, die ähnliche Dimensionen haben, wie der Adular und daher komme es, dass die Beimengung des an und für sich nicht isomorphen Albit an der Orthoklasform so wenig ändere. Ueber das Verhältniss von 1 Orthoklas auf 1 Albit scheine die regelmässige Durchwachsung von Orthoklas- und Albitsubstanz bei orthoklastischer Form selten hinauszugehen. Die übrigen basischern und kalknatronhaltigen Feldspathe seien isomorphe Gemische (nicht lamellare Verwachsungen) von Albit und Anorthit, wozu manchmal kleinere Mengen von Orthoklas treten; was man Oligoklas, Andesin, Labrador genannt habe, seien nur einzelne Glieder einer continuirlichen Reihe, jene Feldspathe, die man bisher nicht unterzubringen wusste, seien eben die bisher noch nicht berücksichtigten Zwischenglieder. So entstehe Labrador aus 3 Theil. Anorthit und 2 Theil. Albit, Andesin aus 1 Theil Anorthit und 2 Theil. Albit, Oligoklas aus 3 Theil. Anorthit und 10 Theil. Albit.

Die partielle Isomorphie des Orthoklas und Albit, sowie die vollständigere Isomorphie des Albit und Anorthit habe ihren Grund in der gleichen atomistischen Constitution (Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. W. 1865. L. 1).

Diese Anschauungen scheinen auf den ersten Blick sich dadurch zu empfehlen, dass sie das Zugleichauftreten von mehrern Monoxyden, z. B. von Natron neben Kali im Orthoklas, von Kali und Kalk neben Natron im Oligoklas erklären. Man darf jedoch dabei nicht ausser Augen lassen, dass der klare Adular vom St. Gotthardt, bei welchem man weder eine Zersetzung, noch eine lamellare Verwachsung mit Albit wird annehmen wollen, nach Abich, Awdejew (auch Vauquelin) neben dem Kali auch Natron und Kalk bis zu je 1½ pct. enthält. Die Magnesia stellt sich in den Orthoklasen offenbar als Stellvertreterin der Alkalien dar, ihre Gegenwart kann nicht von der Beimengung anderer Feldspathsubstanz hergeleitet werden. Wenn die Deutung ihres Auftretens keine Schwierigkeit bereitet, so sollte man letztere auch nicht in der Gegenwart von Natron in Orthoklasen suchen.

Bei der folgenden Beschreibung der Gesteine haben wir in Uebereinstimmung mit den meisten Petrographen Anorthit, Labrador, Oligoklas und Orthoklas als feste Feldspathspecies angenommen. Wenn sich die Zusammensetzung der letztern auch in der von Sartorius v. Waltershausen und Tschermak scharfsinnig durchgeführten Weise erklären lässt, so ist doch andererseits ihre Unselbständigkeit dadurch allein noch keineswegs erwiesen. Anstatt alle triklinischen Feldspathe zwischen Anorthit und Albit als Gemische dieser beiden Endglieder anzusehen, scheint es nicht weniger gestattet, an der Selbständigkeit von Labrador und Oligoklas festhaltend, die Feldspathe, welche sich nicht ihren Formeln anpassen lassen, als Verwachsungen oder Mischungen von Anorthit mit Labrador, von Anorthit mit Oligoklas, von Labrador mit Oligoklas, Labrador mit Albit u. s. w. zu betrachten, in ähnlicher Weise, wie dies von Scheerer geschehen ist. Sollten indessen selbst spätere Untersuchungen darthun, dass diejenigen Verbindungen, welche wir Labrador und Oligoklas nennen, keine ausgezeichneten Species, sondern Mischungen zweier Endglieder sind, und dass jedes Zwischenglied mit beliebig gefundener Zusammensetzung dieselbe Berechtigung hätte, als eigene Species angesehen zu werden, so dürfte da-

durch dennoch die einmal übliche Nomenclatur keine wesentliche Aenderung zu erfahren brauchen, denn man wird es zum Zweck bestimmterer Bezeichnung immerhin füglich nicht vermeiden können, zwischen Anorthit und Orthoklas noch andere Namen einzuschalten, um damit in der langen Reihe einige feste Punkte zu gewinnen, welche alsdann einzig und allein dazu dienen, dass die andern sich herumschaarend und an sie anlehnend nicht geradezu in der Luft schweben; dazu werden aber die gebräuchlichen Namen Labrador und Oligoklas die besten sein, denen damit ein etwas erweiterter Begriff zu Theil würde.

An die eigentlichen Feldspathe schliessen sich, eine Nebenreihe bildend, noch einige andere Mineralien an, welche gewissermassen in einigen Felsarten die Rolle der Feldspathe spielen; sie nähern sich, so abweichend auch ihre äussere Erscheinung ist, den Feldspathen dadurch, dass wie bei diesen der Sauerstoff ihrer Monoxyde zu dem der Sesquioxyde in dem Verhältniss 1 : 3 steht.

Nephelin.

Hexagonal; das Dihexaeder hat Seitenkanten von 88° 6′; meistens als hexagonale Tafeln, seltener als Prismen mit rauher Oberfläche; weiss, graulichweiss, grau, gelblichgrau; Spaltbarkeit unvollkommen nach der Endfläche und den Säulenflächen. H. = 5,5—6. Spec. Gew. = 2.58—2.65. Bruch muschelig bis uneben; auf den Krystallflächen Glasglanz, auf den Bruchflächen ausgezeichneter Fettglanz; durchscheinend bis kantendurchscheinend; eingewachsen und aufgewachsen. Vor dem Löthrohr schmilzt er schwer zu einem blasigen Glase; Salzsäure zersetzt den Nephelin vollkommen unter Abscheidung von Kieselgallerte, was bei keinem eigentlichen Feldspath der Fall ist; farblose und klare Splitter des Nephelin werden in Salpetersäure trübe. Der Nephelin besteht aus 4 At. Monoxyd, 4 At. Thonerde und 9 At. Kieselsäure, und besitzt das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 4.5, steht also dem Anorthit am nächsten. Die Monoxyde bestehen aus Natron und aus Kali und zwar ergeben die meisten Analysen 4 At. Natron auf 1 At. Kali. Rammelsberg berechnete für eine solche Verbindung: Kieselsäure 44.74; Thonerde 33.16; Natron 16.01; Kali 6.09. Die meisten Nepheline enthalten auch unbedeutende variable Mengen von Kalk und Eisenoxyd.

Der Nephelin, für welchen man früher nur eine sehr spärliche Verbreitung in den Gesteinen annahm, ist durch neuere Untersu-

chungen in manchen derselben als ein wesentlicher und häufiger Gemengtheil erkannt worden. Von den basaltischen Gesteinen hat sich schon eine so grosse Anzahl als nephelinführend herausgestellt, dass dieselben abgeschieden und zu einer besondern Gruppe, den Nepheliniten, vereinigt werden mussten, deren Ausdehnung sich stets mehr erweitert; fortwährend wird auch bei der Untersuchung von Laven Nephelin als wesentlicher Gemengtheil nachgewiesen; daneben hat man gleichfalls in letzterer Zeit erkannt, dass der Nephelin an der Zusammensetzung vieler, wenn nicht aller Phonolithe Theil hat; das Gelatiniren mit Salzsäure ist für die Nephelingesteine characteristisch.

Bis jetzt hat man in Nephelingesteinen keinen Quarz gefunden. Von den Feldspathen tritt namentlich Orthoklas (Sanidin) mit Nephelin in Verbindung. Oligoklas und Nephelin scheinen sich auszuschliessen, auch sind Labrador und Anorthit noch nicht neben Nephelin beobachtet worden; in den Leucitgesteinen ist dagegen Nephelin nicht selten. Sowohl Hornblende als Augit begleiten den Nephelin.

Der Elaeolith ist eine derbe Varietät des Nephelin mit ausgezeichnetem Fettglanz und trüben, grünlichen, bläulichen und röthlichgrauen Farben, und einem eigenthümlichen Lichtschein, in der chemischen Zusammensetzung vollkommen übereinstimmend, aber vor dem Löthrohr ziemlich leicht unter Aufblähen schmelzend. Der Elaeolith findet sich in den norwegischen Zirkonsyeniten und den Miasciten des Ural; man könnte ihn mit dem Quarz verwechseln, von dem ihn indess seine Spaltungsrichtungen und der Fettglanz seiner Bruchflächen unterscheiden. Der Elaeolith erscheint nur in den altkrystallinischen Gesteinen, der Nephelin, welcher gewissermassen die glasige Varietät darstellt in den jungkrystallinischen (neoplutonischen und vulkanischen) Gesteinen; es findet also ein ähnliches Verhältniss zwischen Elaeolith und Nephelin statt, wie zwischen Orthoklas und Sanidin. (Parallele zwischen dem quarzfreien Orthoklas- und Elaeolithführenden Miascit und dem quarzfreien Sanidin- und Nephelinführenden Phonolith.)

Leucit.

Regulär, stets nur in Leucitoëdern krystallisirend, welche meist rundum ausgebildet sind und immer nur eingewachsen erscheinen; auch in krystallinischen Körnern; weiss, gelblichweiss,

graulichweiss bis aschgrau; Spaltbarkeit höchst unvollkommen nach den Würfelflächen; Glasglanz, auf den muscheligen Bruchflächen Fettglanz, halbdurchsichtig bis an den Kanten durchscheinend. Härte = 5.5—6; spec. Gew. = 2.4—2.5. Vor dem Löthrohr gänzlich unschmelzbar und unveränderlich, vor dem Knallgasgebläse schmilzt er nach Rammelsberg zu einem klaren Glase; mit Kobaltsolution wird er schön blau, Borax löst ihn zu einem klaren Glase auf; von Säuren wird er vollkommen zersetzt, unter Abscheidung von pulveriger Kieselsäure, ohne zu gelatiniren. Der Leucit besteht aus 1 At. Kali, 1 At. Thonerde und 4 At. Kieselsäure, mit dem Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 8, sich also dem Oligoklas nähernd. Rammelsberg berechnete die Zusammensetzung zu: Kieselsäure 55.58; Thonerde 23.16; Kali 21.26. Die Analysen von Bischof und vom Rath ergaben ebenfalls einen nicht unbeträchtlichen Natrongehalt, bis zu 6 pct. steigend, welcher wohl weniger in unrichtiger Bestimmung, als in einer begonnenen Zersetzung, bei welcher Kali durch Natron verdrängt wird, oder in einer Beimengung von Nosean seinen Grund hat.

Der Leucit ist ein Gemengtheil basischer vulkanischer Gesteine, namentlich der sog. Leucitophyre, vergesellschaftet mit Augit (fast nie mit Hornblende), Magneteisen; neuerdings hat ihn auch vom Rath in gewissen phonolithartigen Gesteinen aufgefunden (vgl. Noseanphonolith); als feldspathige Begleiter erscheinen Sanidin und Nephelin; Oligoklas, Labrador und Anorthit sind in Leucitgesteinen nicht beobachtet. In ältern Gesteinen kennt man bis jetzt keinen Leucit.

Die Rolle, welche Leucit und Nephelin den eigentlichen Feldspathen gegenüber in den Gesteinen spielen, hat Roth in der Weise näher bestimmt, dass es scheine, als ob Leucit als Vertreter von Orthoklas (Sanidin), Nephelin als Vertreter von Oligoklas sich einstelle. Der Leucit steht in der That durch seinen grossen Kaligehalt dem Orthoklas, der Nephelin durch seinen Reichthum an Natron dem Oligoklas nahe; auf der andern Seite sind allerdings die Sauerstoffverhältnisse 1 : 3 : 8 (Leucit) und 1 : 3 : 4½ (Nephelin) sehr verschieden von denen 1 : 3 : 12 (Orthoklas) und 1 : 3 : 9 (Oligoklas). Auch in der Vergesellschaftung mit andern Mineralien, sowie in den gegenseitigen Ausschliessungen findet manche Analogie statt. So erscheint Nephelin häufig in Combination mit Orthoklas, gerade wie Oligoklas, dagegen schliessen sich, wie es beim Oligoklas

der Fall ist, Nephelin und die basischern Kalkfeldspathe aus; dasselbe trifft beim Leucit in ähnlicher Weise, wie beim Orthoklas zu. Neben Oligoklas tritt Nephelin nicht auf, was der Ansicht Roths über die gegenseitige Vertretung beider Mineralien günstig ist; dagegen muss es nach derselben befremden, Leucit und Sanidin neben einander zu finden. Ausser dem Sanidin vereinigt sich nur Leucit mit dem Nephelin, auch das macht die beiden erstern dem letztern gegenüber ähnlich, der selbst dadurch dem Oligoklas vergleichbar wird; auffallend aber ist es, dass man nicht die Vergesellschaftung von Oligoklas und Leucit kennt, während die von Oligoklas und Sanidin häufig ist. Auch in dem Verhältniss zum Quarz spricht sich keine Aehnlichkeit aus: Leucit und Nephelin schliessen nach unsern jetzigen Kenntnissen die Gegenwart von Quarz aus, die Orthoklas- und Oligoklasgesteine sind dagegen sehr häufig quarzhaltig.

In gewisser Hinsicht könnte man auch noch Nosean und Hauyn den Feldspathen anreihen, jene eigenthümlichen Silicate, welche Schwefelsäure und Chlor enthalten, und bei denen auch nach Abzug der hiermit wahrscheinlich verbundenen Stoffe der Sauerstoff von Monoxyd und Sesquioxyd wie 1 : 3 ist; auf der andern Seite schliessen sich diese Mineralien an den Granat an, mit welchem sie isomorph sind und mit dem sie die Eigenschaft theilen, dass nach obigem Abzug die Summe des Sauerstoffs der Basen gleich ist dem Sauerstoff der Kieselsäure, von welchem sie sich indessen dadurch entfernen, dass sie wie der Nephelin von Salzsäure unter Abscheidung von Kieselgallerte vollkommen zersetzt werden.

Der N o s e a n bildet granatoedrische Krystalle und krystallinische Körner von aschgrauer und gelblichgrauer Farbe, fettartigem Glasglanz und muscheligem Bruch; H. = 5.5; spec. Gew. = 2.25—2.27. Der Nosean wird beim Erhitzen hell und schmilzt schwer vor dem Löthrohr an den Kanten. Er besteht aus einem Doppelsilicat von Natron und Thonerde und besitzt einen Chlorgehalt (wohl als Chlornatrium) und einen Schwefelsäuregehalt (als Natronsulfat). Nach den neuern Analysen von Whitney (Poggend. Ann. LXX. 431) und vom Rath (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 83) ist in dem Doppelsilicat das Sauerstoffverhältniss wahrscheinlich 1 : 3 : 4; vom Rath berechnet die Zusammensetzung zu: Kieselsäure 36.21; Schwefelsäure 7.29; Chlor 0.72; Natrium 0.43; Thonerde 31.00; Natron 24.35 (davon kommen auf das Doppelsilicat nur 18.69, auf das Natronsulfat 5.66).

Der Nosean erscheint als ein Gemengtheil der von vom Rath untersuchten Noseanphonolithe in der Umgegend des Laacher See.

Der Hauyn, ebenfalls regulär und granatoedrisch, meist in krystallinischen Körnern von lasur- bis himmelblauer auch grünlichblauer Farbe und Glas- bis Fettglanz; H. = 5—5.5, wodurch er sich sofort vom Saphir unterscheidet, spec. Gew. = 2.43—2.83. Beim Erhitzen entfärbt er sich und schmilzt schwer zu Glas. Der Hauyn besteht aus einem Doppelsilicat von Thonerde einerseits, Kalk, Natron, Kali andererseits und aus Schwefelsäure. Zieht man von dem Sauerstoff der Monoxyde ein Drittel des Sauerstoffs der Schwefelsäure ab zur Bildung eines schwefelsauren Salzes, so ergibt sich für das Doppelsilicat das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 4, dasselbe also, wie beim Nosean. Rammelsberg berechnete für den Hauyn vom Vesuv (bei dem die Monoxyde in 4 At. Kalk, 4 At. Natron, 1 At. Kali zerfallen) die Zusammensetzung: Schwefelsäure 11.10; Kieselsäure 34.19; Thonerde 28.51; Kalk 10.37; Natron 11.48; Kali 4.35. Damit stimmen die Analysen auch anderer Hauyne gut überein. Die blaue Farbe rührt wahrscheinlich von einer Schwefelnatriumverbindung her. Der Hauyn ist ein wesentlicher Gemengtheil des Hauynophyr, ein unwesentlicher verschiedener anderer Gesteine. Weder Nosean noch Hauyn kennt man in der Verbindung mit Quarz.

Skapolith (Wernerit).

Krystallisirt quadratisch, wie Mejonit, bildet lange Säulen von trüber Beschaffenheit, kaum an den Kanten durchscheinend, gewöhnlich graulich, gelblich oder grünlich gefärbt. H. = 5—5.5; spec. Gew. = 2.63—2.79. Er sieht feldspathartig aus, schmilzt aber vor dem Löthrohr unter starkem Aufschäumen und ist durch Salzsäure zersetzbar. Die chemische Zusammensetzung ist ausserordentlich abweichend, indem der Skapolith sehr vielen Umwandlungsprocessen ausgesetzt ist; wahrscheinlich ist der Skapolith ein umgewandelter Mejonit (Sauerstoffverhältniss von $\dot{C}a$, $\dddot{A}l$, $\dddot{S}i$ = 1 : 2 : 3, bestehend aus Kieselsäure 42.61, Thonerde 31.57, Kalk 25.82), der Alkali- und Wassergehalt deuten auf solche Zersetzungsvorgänge; der Gehalt an Kieselsäure geht von 42—60, der des Kalk von 20—3 pct., wobei sich ergibt, dass die säurereichsten Skapolithe die kalkärmsten sind; mit dem Abnehmen des Kalk treten auch Alkalien, namentlich Natron, in die Zusammensetzung ein, nebst Wasser und Magnesia; dadurch wird der Kieselsäuregehalt erhöht; offenbar

sind die kalkreichsten die am wenigsten veränderten und solche haben fast genau das Sauerstoffverhältniss 1 : 2 : 3, das des Mejonit.

Bildet den Skapolithfels, entweder allein oder in Verbindung mit Orthoklas; erscheint als accessorischer Gemengtheil von Granit und körnigem Kalk.

Augit (Pyroxen).

Monoklinoedrisch, vorderer Säulenwinkel 87° 5′; die Krystalle zeigen meist die Combination der Säule mit der Quer- und Längsfläche und dem Augitpaar, dessen Flächen unter 120° 37′ gegen einander geneigt sind; sie sind meist kurz-, selten langsäulenförmig ausgebildet; auch in krystallinischen Individuen und Körnern. Spaltbarkeit nach den Säulenflächen, doch gewöhnlich wenig vollkommen; Bruch muschelig; Glas- bis Fettglanz. H. = 5—6; spec. Gew. = 3—3.5; lauchgrün und schwärzlichgrün, meist pechschwarz und sammtschwarz; die in Gesteinen eingewachsenen Augite meist undurchsichtig. Vor dem Löthrohr schmelzen die Augite theils ruhig, theils unter Blasenwerfen zu einem weissen, grünen oder schwarzen Glase oder zu einer schwarzen Schlacke. Von Säuren werden sie nur äusserst unvollständig zersetzt.

In chemischer Hinsicht pflegt man thonerdefreie und thonerdehaltige Augite zu unterscheiden; zu den erstern gehören die Diopside, die weissen und grünen Malakolithe und Augite; sie stellen sich dar als Bisilicate von Kalk, Magnesia und Eisenoxydul, in isomorpher Mischung mit einander verbunden, bei denen das Sauerstoffverhältniss der Monoxyde und Kieselsäure = 1 : 2 ist. So gibt es Augite, welche bestehen aus Kalkbisilicat und Magnesiabisilicat, in verschiedenem Verhältniss, solche welche bestehen aus Kalk-, Magnesia- und Eisenoxydulbisilicat, solche welche bestehen aus Kalk- und Eisenoxydulbisilicat. Die Kieselsäuremenge fällt in diesen Varietäten zwischen 49 und 56 pct.

Die grösste Abtheilung der Augite, die dunkelgrünen, braunen und schwarzen begreifend, zeigt einen Thonerdegehalt, welcher bis zu 8 pct. steigt. Rechnet man, wie namentlich von Rammelsberg geschieht, in diesen Augiten die Thonerde zu den Säuren (das Eisenoxyd zu den Basen), so stellen sie sich (bald mehr bald weniger genau) als isomorphe Mischungen von Bisilicat und Bialuminat von Monoxyden (Kalk, Magnesia, Eisenoxydul) und Eisenoxyd dar und auch ihnen wird alsdann das Sauerstoffverhältniss 1 : 2 zu Theil

(vgl. darüber indessen Roth in der Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1862. 280). Die in den Gesteinen vorkommenden Augite gehören vorwiegend den thonerdehaltigen an. Bei den untersuchten Augiten dieser Abtheilung beträgt das Maximum des Kieselsäuregehalts 55, das Minimum 47 pct.

Der Augit ist hauptsächlicher Gemengtheil basischer Gesteine, und zwar der ältesten, wie der jüngsten, der Diabase, Melaphyre, Augitporphyre, Andesite, Basalte, und hier namentlich mit Labrador, auch mit Oligoklas und Anorthit vergesellschaftet: sowohl in quarzhaltigen als in orthoklashaltigen Gesteinen pflegt er nicht aufzutreten; sehr häufig sind die augitführenden Gesteine auch magneteisenreich. Augit bildet auch für sich ein Gestein.

Diallag.

Der Diallag ist ein Augit (mit ihm isomorph), bei welchem die Querfläche höchst vollkommen spaltbar ist (die Spaltbarkeit nach den Säulenflächen ist gar nicht mehr zu erkennen), so dass diese Spaltbarkeit manchmal an die des Glimmers erinnert; oft in mehrere Zoll grossen Individuen; grau, unreingrün bis bräunlichgrün, auf der vollkommenen Spaltungsfläche erscheint ein metallartiger oft schillernder Perlmutterglanz; nur schwach kantendurchscheinend. H. = 4, spec. Gew. = 3.2—3.3. Die Diallage schmelzen meist schwer und nur an den Kanten dünner Splitter; gegen Säuren verhalten sie sich wie Augit.

Der Diallag hat wesentlich die Zusammensetzung des Augit $\dot{R}\,\ddot{Si}$; er führt fast immer wenige Procent Thonerde und besitzt ausserdem einen geringen Wassergehalt; von Manchen wird er für einen umgewandelten Augit gehalten (vgl. darüber Gabbro). In Verbindung mit Labrador oder Saussurit setzt er den Gabbro zusammen.

Ueber Protobastit vgl. Schillerfels unter den Anorthitgesteinen.

Hypersthen.

Nach Descloizeaux ist der Hypersthen vom Augit zu trennen, mit dem man ihn sonst nahe verwandt glaubte; die Krystalle sind nach seinen Untersuchungen nicht monoklin, sondern rhombisch mit einem Säulenwinkel von ungefähr 90° 30′. Ebenfalls mit sehr vollkommener Spaltbarkeit parallel der Querfläche, auch die Spaltbarkeit nach den Säulenflächen noch deutlich. Gewöhnlich braun gefärbt, auch schwärzlichbraun bis pechschwarz; auf der vollkommen-

sten Spaltungsfläche erscheint ein schöner metallartig schillernder Glanz, der meist ins Kupferrothe spielt, sonst Glas- oder Fettglanz; nur in feinen Splittern schwach durchscheinend. H. = 6, also härter als Diallag; spec. Gew. = 3.3—3.4. Vor dem Löthrohr schmilzt er bald leichter bald schwerer zu einem graugrünen, unklaren Glase. Säuren sind ohne Wirkung.

Die Hypersthene führen auf dieselbe Formel $\dot{R}\ddot{Si}$, die dem Augit zukommt; sie zeichnen sich durch die sehr geringe Menge oder das Fehlen der Kalkerde vor den Augiten und Diallagen aus uud bestehen wesentlich aus Eisenoxydulbisilicat, verbunden mit einer variabeln Menge von Magnesiabisilicat; sie halten auch meist Wasser und eine geringe Thonerdemenge. Mit Labrador in Verbindung bildet der Hypersthen den Hypersthenit.

Den Enstatit hielt Kenngott für isomorph mit dem Augit; Descloizeaux's optische Untersuchungen zeigten, dass er rhombisch ist; der vordere Säulenwinkel beträgt 92⁰—93⁰; die Spaltungsflächen nach der Säule haben ein faseriges Aussehen; lichtgrau, gelblich oder grünlich. H. = 5.5; spec. Gew. = 3.10—3.13; in chemischer Hinsicht $\dot{Mg}\ddot{Si}$ mit 50.71 Kieselsäure und 40.29 Magnesia, wobei etwas der letztern durch Eisenoxydul ersetzt ist. Als Gemengtheil einiger Gesteine z. B. des Lherzolith.

Hornblende (Amphibol).

Monoklinoedrisch, Säulenwinkel von $124^0\ 11'$ (Descl.) gewöhnlichste Combination zusammengesetzt aus der Säule, der Längsfläche, der Schiefendfläche (a : c : ∞b) und dem Augitpaar (a' : $\frac{1}{2}$ b : c). Krystalle meist säulenförmig, bald kurz und dick, bald lang und nadelartig; krystallinische, blätterige, strahlige und faserige Parthieen, sehr vollkommen spaltbar nach den Säulenflächen. In den Gesteinen meist rabenschwarz mit einem Stich ins Grün, oder pechschwarz mit einem Stich ins Braun. Auf den glatten Spaltungsflächen sehr lebhaft glasglänzend. H. = 5—6; spec. Gew. = 2.9 — 3.4, geringer als beim Augit. Schmilzt vor dem Löthrohr zu einem bald lichtern bald dunklern Glas. Die eisenreichsten Hornblenden werden von Salzsäure etwas angegriffen, die andern nicht.

Wie beim Augit unterscheidet man thonerdefreie und thonerdehaltige Hornblenden; zu den ersten, welche nur sehr geringen Antheil an der Zusammensetzung der Gesteinsmassen haben, gehören die lichten Varietäten (Tremolit, Strahlstein, Anthophyllit), zu den

letztern die braunen und schwarzen. Die thonerdefreien Hornblenden stellen sich, wie der Augit als isomorphe Mischungen von Bisilicaten der Magnesia, des Kalks und Eisenoxyduls dar, mit dem Sauerstoffverhältniss 1 : 2. Auf dasselbe Sauerstoffverhältniss führen auch die thonerdehaltigen Hornblenden, wenn man abermals die Thonerde als Säure, das Eisenoxyd als Basis betrachtet; der Thonerdegehalt steigt bis zu 14 pct. Durchsichtig geschliffene Plättchen von Hornblende zeigen sich unter dem Mikroskop in polarisirtem Licht sehr vielfach mit Partikeln fremder Substanz durchwachsen; könnte man diese stets vor der Analyse ausscheiden, so würde wohl hier, wie auch beim Augit diese Hypothese über die Rolle der Thonerde überflüssig werden. Die Hornblenden sind durchschnittlich kalkärmer als die Augite, die Hornblenden jüngerer Gesteine sehr eisenreich.

Die Hornblende ist ein sehr verbreiteter Gemengtheil in den Gesteinen der verschiedensten Natur und jeden Alters von den ältesten hinauf bis zu den jüngsten. Sie findet sich sowohl mit Quarz und Orthoklas zusammen in den sauersten, als andererseits mit Anorthit, dem kieselsäureärmsten Feldspath verbunden in sehr basischen Gesteinen. Unter den Feldspathen ist es namentlich Orthoklas und Oligoklas, nur ungemein selten Labrador, mit dem sie vergesellschaftet ist. Sie bildet einen wesentlichen Gemengtheil des Syenitgranit, Syenit und Diorit, des Hornblendeporphyrit und Hornblendeandesit; ausserdem erscheint sie in den Trachyten und Basalten. Für sich setzt die Hornblende den Hornblendefels und Hornblendeschiefer zusammen. Bisweilen kommen Hornblende und Augit nebeneinander in einem und demselben Gestein vor.

In kleinen und undeutlichen Individuen ausgebildet lassen sich Hornblende und Augit oft nur schwer von einander unterscheiden. Kann man die Spaltungsrichtung wahrnehmen, so ist das Erkennen gesichert; meistens hat auch die Hornblende einen bedeutend lebhaftern Glanz auf den Spaltungsflächen als der Augit; sehr langnadelförmige Säulen dürften auch eher der Hornblende als dem Augit angehören.

Augit und Hornblende sind in gewisser Beziehung isomorph; das Verhältniss zwischen der Hornblendesäule und der Augitsäule ist merkwürdiger Weise genau derart, dass wenn erstere an letzterer aufträte, sie das Zeichen (a : 2 b) erhielte; umgekehrt ent-

spräche die Augitsäule, auf die Axen der Hornblende übertragen, der Formel (a : $\frac{1}{2}$b); dennoch kennt man beide Säulen nie in Combination.

Die innige Beziehung zwischen Hornblende und Augit offenbart sich auch noch in anderer Weise. G. Rose schmolz Strahlstein aus dem Zillerthal (zur Hornblende gehörend) und erhielt bei langsamer Erkaltung eine Masse strahliger Nadeln, welche aus faserigen, büschelförmig zusammengehäuften Individuen bestand, die in haarförmige Krystalle ausliefen; letztere besassen aber nicht mehr die Hornblende-, sondern die Augitform (Reise n. d. Ural II. 363). Schon früher hatten Berthier und Mitscherlich dargethan, dass der geschmolzene Tremolit vom St. Gotthardt beim Erkalten Form und Structur des Augit annimmt. Diopsid (Augit) dagegen in einem Platintiegel im Porzellanofen geschmolzen, erlangte nach dem Erstarren seine Structur wieder. Man hat daher die Ansicht aufgestellt, dass die Substanz beider Mineralien, welche ja in chemischer Hinsicht nach derselben Formel zusammengesetzt ist, bei langsamer Erkaltung als Hornblende, bei rascher als Augit erstarre. Eigenthümlich ist dabei die, wie es scheint gesetzmässige Erscheinung, dass jene Substanz in den saurern Gesteinen immer nur in der Form von Hornblende auftritt.

Es sind nun noch einige eigenthümliche, der Hornblende und dem Augit zugleich angehörenden Mineralbildungen zu betrachten.

Die gras- bis smaragdgrünen Diallage, die Smaragdite, die als Gemengtheile des Gabbro und Eklogit erscheinen, sind nach Haidinger (Gilberts Annalen 1823. LXXV. 365) innige Verwachsungen von Hornblende und Augit, bei denen die Querflächen zusammenfallen. Deutlich sieht man solche Verwachsungen auch an eigentlichen Diallagen, welche am Rande von einer Hornblendezone umsäumt sind.

Merkwürdig sind die zuerst von G. Rose in den Grünsteinen des Ural aufgefundenen Krystalle von Uralit, späterhin auch in Arendal und in Tyrol in schönen Vorkommnissen entdeckt. Die schwärzlichgrünen bis grünlichschwarzen Uralitkrystalle haben die äussere Form des Augit, aber die Structur und Spaltbarkeit der Hornblende; es sind gewissermassen dünne nadelförmige Hornblendeprismen, welche parallel der Hauptaxe aneinandergereiht sind und in ihrer Vereinigung einen Augitkrystall darstellen; bei dem

tatarischen Dorfe Muldakajewa bei Miask ist der innere Kern der Krystalle lichtgrasgrüner Augit, die schwärzlichgrüne Hülle besteht aus Uralit. Alles deutet darauf hin, dass man es hier mit einer Umwandlung von Augit in Hornblende zu thun hat, mit einer Paramorphose, da beide Substanzen dieselbe Zusammensetzung haben, ähnlich der Umwandlung von Arragonit in Kalkspath. Der Uralit ist nach seinem spec. Gew. (3.150 G. Rose, 3.143 Rammelsberg) eine Hornblende, führt aber kein Eisenoxyd, zugleich ist er wasserhaltig und weich, so dass die Zersetzungsprocesse, welche den Augit umgewandelt haben, nach der Hornblendebildung noch fortgedauert zu haben scheinen. Wahrscheinlich ist mit der Umänderung des Augit in Uralit eine Ausscheidung von Magneteisen verbunden. Vgl. G. Rose Poggend. Ann. XX. 322; XXVII. 97; XXXI. 619; Reise nach dem Ural II. 347. Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVI. 1864. 6.

Glimmer.

Der Glimmer zerfällt nach seiner chemischen Zusammensetzung in zwei Gruppen, den Kaliglimmer und Magnesiaglimmer; beide zeigen auch im Grossen und Ganzen abweichende Farbe.

Kaliglimmer.

Den Kaliglimmer pflegt man in zwei Unterabtheilungen, in lithionfreien und lithionhaltigen Kaliglimmer zu bringen.

Lithionfreier Kaliglimmer, (Kaliglimmer) Muscovit.

Nach de Sénarmont und v. Kokscharow rhombisch, nach Andern monoklinoedrisch. Krystalle meistens tafelförmig, selten säulenförmig, krystallinische Blätter und Schuppen, blätterige und schuppige Aggregate; ausserordentlich vollkommen spaltbar nach der Endfläche mit starkem Perlmutterglanz auf den Spaltungsflächen, in dünnen Blättchen elastisch biegsam. Diese lithionfreien Kaliglimmer sind vorwiegend weiss in verschiedenen Nuancen, auch graulich, lichtgrün und lichtbraun. Alle sind optisch zweiaxig mit sehr verschiedenem Neigungswinkel der optischen Axen, der zwischen 45° und 75° schwankt. H. = 2—3; spec. Gew. = 2.8—3.1, oft scheinbar undurchsichtig, in dünnen Blättchen immer durchsichtig. Vor dem Löthrohr schmelzen sie meistens schwer, seltener leicht zu graulichem oder gelblichem trübem Glas. Beim Erhitzen geben sie Wasser und eine Reaction auf Fluorwasserstoff. Weder von Salzsäure noch von Schwefelsäure werden sie angegriffen; sie enthalten

1—5 pct. Wasser, welches wahrscheinlich nicht wesentlich, sondern theils hygroskopisch ist, theils von beginnender Umwandlung herrührt.

Die Zusammensetzung dieses Minerals ist schwankend; es besteht aus Silicaten, deren Basen Thonerde (und Eisenoxyd), sowie Kali (auch kleine Mengen von Natron und Magnesia) sind. Kalk fehlt, wie in allen Glimmern ganz oder fast ganz. Der Kieselsäuregehalt liegt zwischen 45 und 50 pct. Das Fluor, welches höchstens auf 1 pct. steigt, betrachtet Rammelsberg als Vertreter des Sauerstoffs, dessen electronegativen Character es theilt. Rammelsberg schlägt als allgemeine Formel vor $m\dot{R}\ddot{Si} + n\underline{\dddot{R}}^2\ddot{Si}^3$, wobei die Kaliglimmer als Verbindungen von Kalibisilicat und Thonerdesingulosilicat erscheinen, oder $\dot{R}^2\ddot{Si}^3 + n\underline{\dddot{R}}^2\ddot{Si}^3$, Verbindungen von Kalitrisilicat mit Thonerdesingulosilicat darstellend.

Der Kaliglimmer ist ein in den Gesteinen sehr verbreitetes Mineral; er spielt eine grosse Rolle in den krystallinischen Schiefergesteinen, im Glimmerschiefer (mit Quarz verbunden), im Thonglimmerschiefer, im Gneiss (mit Feldspath und Quarz verbunden), sodann im krystallinisch-körnigen Granit u. s. w.; auch in klastischen Gesteinen, in Sandsteinen, Thonschiefern, Grauwacken. Die Vertheilung und Lage der Glimmerblätter ist von grossem Einflusse auf das Gefüge der Gesteine. Indem er vorwiegend von Quarz und Orthoklas begleitet wird, findet er sich hauptsächlich in den saurern Gesteinen. Auffallend ist es, dass in den jüngern krystallinisch-körnigen Gesteinen der Kaliglimmer sozusagen ausgestorben ist, wie dies die Trachyte und ihre Laven deutlich zeigen.

Lithionhaltiger Kaliglimmer, Lithionglimmer, Lepidolith.

Den Krystallformverhältnissen nach mit dem lithionfreien übereinstimmend, ebenfalls optisch zweiaxig mit einem Winkel der optischen Axen von 70°—78°. Auch in der Farbe stimmen die Lithionglimmer mit den reinen Kaliglimmern überein, zeigen sich indessen oft pfirsichblüthroth oder rosenroth gefärbt. Härte und spec. Gew, wie bei den vorhergehenden. Beim Erhitzen geben sie Wasser mit starker Reaction auf Fluorwasserstoff; sie sind fluorreicher als die eigentlichen Kaliglimmer, indem sie 2—8 pct. davon enthalten (der von Iuschakova am Ural nach Rosales sogar 10.22 pct. Vor dem Löthrohr schmelzen sie unter Aufwallen sehr leicht zu einem farblosen, braunen oder schwarzen Glase (der von Chursdorf in Sachsen

schmilzt schon an der Kerzenflamme); sie färben durch ihren Lithiongehalt die Flamme schön purpurroth, namentlich bei Zusatz von etwas Flussspath und schwefelsaurem Kali. Salzsäure und Schwefelsäure zersetzen sie schwierig; dagegen wird nach dem Schmelzen das feine Pulver unter Abscheidung von Kieselgallerte zersetzt. Der Lithiongehalt beträgt 2—5 pct., und wird immer von dem Kaligehalt übertroffen; einige enthalten auch Rubidium und Caesium; Magnesia findet sich gar nicht, oder nur in geringen Spuren. Nach Rammelsberg scheinen die Analysen auf die Formel $\dot{R}^2\ddot{Si}^3 + m\underline{\dddot{R}}^2\ddot{Si}^3$ zu führen, welche mit der obigen zweiten für die lithionfreien Kaliglimmer übereinstimmt.

Die Lithionglimmer vertreten zuweilen in den Graniten die Stelle der eigentlichen Kaliglimmer; wenn sie nicht die characteristische von einer Manganbeimengung herrührende rothe Farbe besitzen, so sind sie von ihnen dem Ansehen nach kaum zu unterscheiden; an der leichten Schmelzbarkeit sind sie zu erkennen.

Magnesiaglimmer.

Wahrscheinlich ebenfalls rhombisch und nicht rhomboedrisch, wie man früher glaubte; der einzige genau gemessene Magnesiaglimmer aus den Vesuvauswürflingen ist wenigstens rhombisch; damit stimmt auch das Verhältniss der optischen Axen überein: vordem hielt man den Magnesiaglimmer für optisch einaxig (im Zusammenhang mit dem rhomboedrischen Krystallsystem), es hat sich indessen herausgestellt, dass dies nur scheinbar ist, indem zwei optische Axen vorhanden sind, die sich unter sehr spitzen Winkeln von 1—20° schneiden (Biotit mit Axenwinkeln von 1°—2°, Phlogopit mit Axenwinkeln von 5°—20°). Meistens sechsseitige Tafeln, selten kurz säulenförmige Individuen bildend, auch krystallinische Blätter und Schuppen, blätterige Aggregate. Wie Kaliglimmer ist er ausserordentlich vollkommen spaltbar. Meist von dunkeln, schwarzen, braunen und grünen Farben. H. = 2.5—3; spec. Gew. = 2.85—2.9. Mit metallartigem Perlmutterglanz auf den Spaltungsflächen; in sehr dünnen Lamellen durchsichtig werdend.

Vor dem Löthrohr sind die Magnesiaglimmer im Allgemeinen schwer schmelzbar zu grauem oder schwarzem Glas. Salzsäure greift sie nur sehr schwer an, concentrirte Schwefelsäure dagegen zersetzt sie vollständig mit Hinterlassung der Kieselsäure in der Form weisser perlmutterglänzender Blättchen. Sie enthalten meist

nur 39—41 pct. Kieselsäure, also weniger als die Kaliglimmer. Characteristisch ist der wesentliche Gehalt an Magnesia, welcher auf 30 pct. steigt; nebenbei enthalten sie auch Kali, aber in geringerer Menge (von 5—11 pct.); ein Fluorgehalt ist ebenfalls nachgewiesen; sie sind bedeutend reicher an Eisen als die Kaliglimmer. Rammelsberg macht auf Grund der genauern Analysen die Annahme, dass die Magnesiaglimmer aus Singulosilicaten bestehen, wobei indessen das Verhältniss der beiden Glieder ein variabeles ist; die allgemeine Formel würde demgemäss sein $\dot{R}^2\ddot{Si} + n\underline{\dddot{R}}^2\ddot{Si}^3$ mit dem Sauerstoffverhältniss der Basen zu der Säure wie 1 : 1. Roth stellt (Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 279) für die Magnesiaglimmer zwei Grundmischungen auf, aus deren Zusammenkrystallisiren die übrigen hervorgehen. a) Sauerstoffverhältniss 6 : 3 : 9 $= 6\dot{R}^2\ddot{Si} + \underline{\dddot{R}}^2\ddot{Si}^3$ und b) Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 4 $= \dot{R}^2\ddot{Si} + \underline{\dddot{R}}^2\ddot{Si}^3$.

Der Magnesiaglimmer ist ebenfalls ein vielverbreiteter Gemengtheil der Gesteine und kommt bald mit dem Kaliglimmer (wie häufig im Granit), bald ohne denselben vor. Im Allgemeinen scheint es, dass der Magnesiaglimmer in den krystallinisch-körnigen Gesteinen häufiger auftrete als der Kaliglimmer: Der Glimmer der Syenitgranite, der Glimmerquarzporphyre und Glimmerporphyrite ist fast stets dunkler Magnesiaglimmer; bemerkenswerth ist, dass wo Glimmer in den jüngern Gesteinen, den Quarztrachyten, den Trachyten und Andesiten erscheint, dieser fast ausschliesslich Magnesiaglimmer ist.

In manchen Gesteinen, namentlich im Granit, Gneiss, Syenit, Diorit, Porphyrit vertreten sich Magnesiaglimmer und Hornblende in der Art, dass bei übrigens gleichbleibender mineralischer Constitution die Zunahme des einen Minerals auf Grund der Abnahme des andern erfolgt. Roth hat (a. a. O.) gezeigt, dass wirklich gewisse Magnesiaglimmer und gewisse Hornblenden stöchiometrisch gleich zusammengesetzt sind.

Damourit hat Delesse einen stark wasserhaltigen Kaliglimmer, Paragonit hat Schafhäutl einen dem Kaliglimmer ganz analogen Natronglimmer genannt: beide vertreten in Glimmerschiefern die Stelle der gewöhnlichen Glimmer.

Talk.

Rhombisch oder monoklinoedrisch; sechsseitige Tafeln, Schup-

pen, gross- bis kleinblätterige, körnig schuppige Aggregate; mit höchst vollkommener basischer Spaltbarkeit; äusserst fettig anzufühlen, in dünnen Lamellen elastisch biegsam, sehr milde und geschmeidig. H. = 1; spec. Gew. = 2.6—2.8. Weiss ins grauliche und grünliche, apfel- bis lauchgrün und ölgrün; auf den Spaltungsflächen Perlmutterglanz oder Fettglanz. Der Talk leuchtet vor dem Löthrohr stark, blättert sich auf, ohne zu schmelzen; mit Kobaltsolution befeuchtet und geglüht, färbt er sich röthlich. Weder vor noch nach dem Glühen ist er durch Salzsäure oder Schwefelsäure zersetzbar. Der Talk enthält Wasser und zwar, wie es scheint, in variabeln Mengen von geringen Spuren bis zu 7 pct.; er ist ein wasserhaltiges Silicat von Magnesia, von welcher geringe Mengen (1—4 pct.) durch Eisenoxydul ersetzt werden; einige Talke haben auch einen kleinen Thonerdegehalt, selten bis zu 5 pct. steigend, welcher vielleicht Kieselsäure vertritt. Der Talk stellt sich manchmal als Zersetzungsproduct von Hornblende und Augit dar. Das Magnesiasilicat ist im reinsten Talk zufolge Scheerer nach der Formel $\dot{Mg}^4\ddot{Si}^5$ zusammengesetzt, dazu meistens $\frac{4}{3}$ oder $\frac{5}{3}$ $\dot{H}$. Der Kieselsäuregehalt beträgt in den Analysen der thonerdefreien Talke 59—63, meist 61 und 62 pct., der Magnesiagehalt 30—33 pct.

Talk bildet selbständig im schieferigen Gefüge den Talkschiefer und vertritt in manchen Geseinen, z. B. Graniten, stellenweise den Glimmer.

Serpentin.

Bildet selbständig den Serpentinfels, siehe diesen; erscheint als accessorischer Gemengtheil im Gabbro.

Chlorit.

Hexagonale Tafeln, blätterige, schuppige, feinerdige Aggregate; sehr vollkommene basische Spaltbarkeit, milde; H. = 1—1.5; spec. Gew. = 2.75—2.95; lauchgrün ins bräunlichgrüne und schwärzlichgrüne; perlmutterglänzend auf den Spaltungsflächen. Vor dem Löthrohr blättert er sich auf, wird weiss oder schwärzlich, die eisenreichen Chlorite schmelzen ziemlich schwer zu einer schwarzen Kugel, die eisenarmen sehr schwer nur an dünnen Kanten. Concentrirte Schwefelsäure zersetzt sie, Salzsäure beträchtlich schwerer, leichter nach vorhergegangenem Glühen.

Der Chlorit besteht hauptsächlich aus Kieselsäure (31—34 pct.), Thonerde (10—20 pct.), Magnesia (32—37 pct.), (auch Eisenoxydul

bis zu 11 pct.) und Wasser (9—13 pct); man kann ihn als wasserhaltiges Thonerde-Magnesia (Eisenoxydul)-Silicat betrachten, aber auch die Thonerde die Rolle einer Säure spielen lassen, ihn also als eine wasserhaltige Verbindung von Magnesiasilicat mit Magnesiaaluminat auffassen; eine genügende Formel wurde noch nicht aufgestellt.

Chlorit bildet für sich den Chloritschiefer, vertritt auch in einigen Gesteinen stellenweise den Glimmer; manche Gesteine sind sehr innig mit feinem Chloritstaub imprägnirt, so namentlich Grünsteine und Thonschiefer.

Granat.

Regulär, vorherrschend im Granatoeder, oft um und um ausgebildet, bisweilen mit dem kantenabstumpfenden Leucitoeder in Combination; auch das Leucitoeder selbständig. H. = 6.5 7.5, spec. Gew. = 3.5—4.3; beim Schmelzen verändert er das spec. Gewicht und wird leichter, verliert aber dabei nichts oder nur äusserst wenig an seinem absoluten Gewicht. Pellucid in allen Graden; nach der chemischen Zusammensetzung wechselt die Farbe auf das mannichfaltigste, man hat in den Gesteinen namentlich rothe und braune Granaten, auch schwarze (Melanit), alle mit Glas- bis Fettglanz. Ebenfalls auf den Grad der Schmelzbarkeit übt die Zusammensetzung ihren Einfluss; im ganzen schmelzen sie leicht und ruhig zu grünem, braunem oder schwarzem Glas, welches oft magnetisch ist; als strengflüssig erweist sich der Eisengranat. Nur sehr wenige Granaten zersetzen sich durch anhaltendes Kochen mit Salzsäure, geschmolzen aber gelatiniren sie mit der Säure, besonders leicht die kalkreichen, welche oft schon nach vorhergegangenem Glühen die Kieselsäure pulverförmig abscheiden.

Die in der chemischen Zusammensetzung äusserst schwankenden Granaten lassen sich als Singulosilicate von Monoxyden und Sesquioxyden betrachten; sie sind zusammengesetzt nach der allgemeinen Formel $3\dot{R}^2\ddot{Si} + \underline{\dddot{R}}^2\ddot{Si}^3$, wobei die Monoxyde aus Kalk, Magnesia, Manganoxydul, Eisenoxydul, die Sesquioxyde aus Thonerde, Eisenoxyd und Chromoxyd bestehen. Der Sauerstoff der Monoxyde und Sesquioxyde ist nämlich einander gleich, der der Säure das doppelte davon: $\dot{R}, \underline{\dddot{R}}, \ddot{Si}$ verhalten sich nach ihren Sauerstoffmengen wie 1 : 1 : 2. Die Zusammensetzung kann auch durch die Formel $\dot{R}^3\ddot{Si}^2 + \underline{\dddot{R}}\,\ddot{Si}$ ausgedrückt werden, bei welcher indessen

beide Silicate nicht auf derselben Sättigungsstufe stehen. Fast immer enthalten die Granaten mehr als zwei Basen. In den meisten Fällen lassen sie sich als isomorphe Mischungen folgender Grundverbindungen betrachten:

Kalkthonerdegr.	Kalkeisenoxydgr.	Kalkchromgranat.
Magnesiathonerdegr.	Magnesiaeisenoxydgr.	Magnesiachromgr.
Eisenoxydulthonerdegr.	Eisenoxyduleisenoxydgr.	Eisenoxydulchromgranat.
Manganoxydulthonerdegr.	Manganoxyduleisenoxydgr.	Manganoxydulchromgranat.

Der Kieselsäuregehalt der Granaten schwankt im Allgemeinen von 36—41 pct.

Von den Varietäten des Granat kommen wie erwähnt namentlich der gemeine braune und rothe Granat und der schwarze Granat oder Melanit als Gemengtheile der Gesteine vor. Granat bildet einen wesentlichen Gemengtheil des Eklogit (mit grünem Smaragdit verbunden), des Granatfels, des Eulysit, des Kinzigit. Als unwesentlicher Gemengtheil erscheint Granat in sehr vielen Gesteinen, sowohl in den ältesten als in den jüngern, namentlich im Granit, Glimmerschiefer, Granulit (für diesen fast characteristisch), im Gneiss, Chloritschiefer, Talkschiefer, Hornblendeschiefer, im körnigen Kalk, seltener in Porphyren, Trachyten, Basalten.

Epidot.

Krystallisirt monoklinoedrisch; die Säulenflächen n bilden 109°46′ (Descl.), die beiden Schiefendflächen M und T 115°27′ Descl.; meist in säulenförmigen Krystallen, auch in stengeligen, körnigen und dichten Aggregaten. H. = 6—7; spec. Gew. = 3.2—3.6; die eingewachsenen Epidote meist nur kantendurchscheinend; Glasglanz, grünlichgelb in das ölgrüne und schwärzlichgrüne. Von Säuren werden die Epidote sehr wenig oder gar nicht angegriffen, nach starkem Glühen oder Schmelzen aber bilden sie mehr oder weniger leicht mit Salzsäure eine Gallerte; vor dem Löthrohr schmelzen sie nur an den äussersten Kanten, und schwellen zu einer dunkelbraunen, blumenkohlartigen Masse an. Ueber die chemische Natur der Epidote herrschen verschiedene Ansichten. Rammelsberg glaubt, dass allen Epidoten das Sauerstoffverhältniss $\dot{R} : \underline{\dddot{R}} : \ddot{Si} = 1 : 2 : 3$ eigen ist, dasselbe also wie dem Meionit, welches die Formel $3\,\dot{R}^2\ddot{Si} + 2\,\underline{\dddot{R}}^2\ddot{Si}^3$ ausdrückt; das Eisen ist zwar hierin als

Eisenoxyd berechnet, er zeigt aber, dass wenn man auch mit Hermann einen Gehalt an Eisenoxydul annimmt, das Verhältniss dieselbe Wahrscheinlichkeit behält. Dagegen räumt Scheerer dieser Ansicht nur in seltenen Fällen Gültigkeit ein und leitet aus den meisten Analysen das Sauerstoffverhältniss 4 : 9 : 12 ab; aus andern gehe das Verhältniss 3 : 6 : 8 hervor. Hermann hält das Sauerstoffverhältniss im Epidot für sehr verschieden und stellt die allgemeine Formel $m\,\dot{R}^2\ddot{Si} + n\,\dddot{\underline{R}}\,\ddot{Si}^3$ auf. $\dot{R}$ ist vorwiegend Kalk, theilweise durch Magnesia, Manganoxydul, Eisenoxydul vertreten, $\dddot{\underline{R}}$ ist in manchen Varietäten fast ausschliesslich Thonerde, wird dagegen in andern grossentheils durch Eisenoxyd und Manganoxyd ersetzt.

Epidot bildet meist mit wenig Quarz gemengt das geringe Verbreitung besitzende Gestein Epidosit. Sehr häufig dagegen erscheint Epidot in manchen Gesteinen als accessorischer Gemengtheil und accessorische Massen, im Granit, Diabas, Diorit, Porphyr, Hornblendegestein, Gneiss, Chloritschiefer, Glimmerschiefer, im körnigen Kalkstein; vielfach scheint er hier ein Umwandlungsproduct zu sein; auch bekleidet er Klüfte und Spalten dieser Gesteine.

Zirkon.

Quadratisch krystallisirend mit einem Oktaeder von 123° 19′ Endkanten und 84° 20′ Seitenkanten; die einzeln eingewachsenen Krystalle bald mehr säulenförmig, bald mehr oktaedrisch (vgl. S. 6); bei den gelblichbraunen Zirkonen herrscht die erste Säule, bei den edlen orangefarbenen Hyacinthen oft nur die zweite Säule (granatoederähnlich). H. = 7—8; spec. Gew. = 4.4—4.7; glasglänzend mit allen Graden von Pellucidität, rothe, gelbe und braune Farben. Vor dem Löthrohr schmilzt er nicht, aber der klare rothe der Basalte brennt sich farblos, der braune weiss, manchmal ist damit ein Phosphoresciren verbunden. Säuren, selbst Fluorwasserstoffsäure sind ohne Wirkung, starkerhitzte Schwefelsäure greift das feingeschlämmte Pulver etwas an; durch Borax schwierig, durch Phosphorsalz gar nicht auflöslich. Der Zirkon ist eine Verbindung von 1 At. Kieselsäure mit 1 At. Zirkonsäure, $\ddot{Zr}\,\ddot{Si}$ mit 33.67 Kieselsäure und 66.33 Zirkonsäure, meistens durch 1—2 pct. Eisenoxyd verunreinigt.

Im Zirkonsyenit des südlichen Norwegens bildet der Zirkon einen wesentlichen Gemengtheil; als accessorischer Gemengtheil in zahlreichen krystallinischen Gesteinen, sowohl den ältesten als den

jüngsten, im Granit, Miascit, Syenit, im Gneiss, im körnigen Kalk, im Basalt und in der Basaltlava, in vulkanischen Auswürflingen.

Turmalin (Schörl).

Rhomboedrisch, das Hauptrhomboeder mit 133° 8′ in den Endkanten; in den Gesteinen meist lang oder kurz säulenförmig, gebildet vorwiegend durch die zweite Säule und die dreiflächig hemiedrische erste Säule, die Säulen meist durch Längsstreifung entstellt; auch in körnigen, faserigen, stengeligen Aggregaten. H. = 7—7.5; spec. Gew. = 3—3.5. Nach der Zusammensetzung wechselt die Pellucidität in allen Graden, ebenso die Farbe; schwarze Farben verbunden mit Undurchsichtigkeit sind bei den als Gesteinsgemengtheil vorkommenden Turmalinen am häufigsten, sonst auch farblos, grau, gelb, grün, blau und roth; mit weissem Strich und Glasglanz.

Die chemische Zusammensetzung der Turmaline ist äusserst schwankend und complicirt. Vor dem Löthrohr zeigen die einzelnen Glieder der grossen Gruppe ein ziemlich abweichendes Verhalten. Einige Varietäten schmelzen schwer ohne aufzuschwellen, andere schwellen zu porösen Massen auf, ohne zu schmelzen, andere schmelzen leicht unter Aufblähen, andere werden emailartig. Salzsäure greift das rohe Turmalinpulver gar nicht an, Schwefelsäure nur sehr wenig; das feine Pulver des geschmolzenen Turmalin aber wird durch Fluorwasserstoffsäure und durch Schwefelsäure fast vollkommen zersetzt. Mit Flussspath und saurem schwefelsaurem Kali geben alle Turmaline die Borsäurereaction. In starker Rothglühhitze erleidet der Turmalin einen Gewichtsverlust, der von dem Entweichen von Fluorkiesel (und Fluorbor) herrührt. Um die Turmalinanalysen hat namentlich Rammelsberg viele Verdienste sich erworben; er theilte dieselben in a) Magnesia-Turmaline (gelb, braun, lithionfrei); b) Magnesia-Eisen-Turmaline (scheinbar schwarz, meist grünlich oder bräunlich durchscheinend, lithionfrei); c) Eisen-Turmaline (schwarz, lithionfrei); d) Eisen-Mangan-Turmaline (dunkelviolett, blau, grün, lithionhaltig); e) Mangan-Turmaline (roth und farblos, lithionhaltig). Die Deutung der Constitution der Turmaline aus den Analysen ist mit grossen Schwierigkeiten verknüpft, hauptsächlich wegen der Ungewissheit, ob die Borsäure gleich der Kieselsäure electronegativ, oder ob sie den Sesquioxyden zuzuzählen sei. Das Fluor ist zweifelsohne mit Rammelsberg als Vertreter des

Sauerstoffs aufzufassen. Spielt die Borsäure die Rolle einer Säure, und ist in allen Turmalinen 1 At. Borsäure gegen 6 At. Kieselsäure vorhanden, so ergibt sich nach Rammelsberg als allgemeine wenig befriedigende Formel $(\dot{R}^3\dddot{B}^2 + n\underline{\dddot{R}}\dddot{B}) + m(v\dot{R}\ddot{S}i + q\underline{\dddot{R}}^2\ddot{S}i^3)$, wobei in a) $n = 3$, $m = 6$, $v = 2$, $q = 1$; in b) $n = 4$, $m = 4$, $v = 3$, $q = 2$; in c) $n = 6$, $m = 12$, $v = 1$, $q = 1$; in d) $n = 9$, $m = 6$, $v = 2$, $q = 3$; in e) $n = 12$, $m = 12$, $v = 1$, $q = 2$ ist. Bedeutend einfacher gestaltet sich die Constitution der Turmaline, wenn man, wie zuerst von Naumann vorgeschlagen wurde, die Borsäure als Basis betrachtet und den $\underline{\ddot{R}}$ zuzählt. Eine Stütze findet diese Anschauungsweise darin, dass, wie Rammelsberg bemerkt, stets der Sauerstoff der Basen und der Borsäure sich zu dem der Kieselsäure verhält wie nahezu 4 : 3, ein Gesetz, welches alle Turmaline umfasst. Rechnet man auf diese Weise die Borsäure zu den Sesquioxyden, so vereinigen sich die 5 Gruppen in der sehr einfachen Formel $\dot{R}^2\ddot{S}i + n(\underline{\dddot{R}}, \dddot{B})\ddot{S}i$, wobei n in $a = 3$, in $b = 4$, in $c = 6$, in $d = 8$, in $e = 10$ ist (Rammelsberg). Der Kieselsäuregehalt der Turmaline schwankt zwischen 36 und 40 pct.; unter den Sesquioxyden ist die Thonerde mit 29—40 pct. stets bei weitem vorherrschend; unter den Alkalien herrscht das Natron über das Kali vor.

Turmalin, sammtschwarz und undurchsichtig, bildet mit Quarz den Turmalinfels, ein häufig mit Granit verknüpftes Gestein; vgl. auch Luxulian beim Granit. Als accessorische Gemengtheile erscheinen Turmaline, namentlich schwarze, aber auch andersfarbige in sehr zahlreichen Gesteinen, im Granit (ausserordentlich häufig), im Gneiss, Glimmerschiefer, Talk- und Chloritschiefer, Granulit, Hornblendegestein, im körnigen Kalk und Dolomit; in den jüngern krystallinisch körnigen Gesteinen kommt Turmalin nicht mehr vor, dieselbe eigenthümliche Erscheinung, auf welche auch beim Kaliglimmer aufmerksam gemacht wurde.

Korund

bildet als Smirgel ein Gestein für sich (siehe dieses), auch accessorisch in Granit und krystallinischen Schiefern, Kalken und Dolomiten.

Cordierit (Dichroit).

Rhombisch mit scheinbar hexagonaler Ausbildungsweise; die Säule bildet vorne 119° 10′, die Mittelkante des Hauptoktaeders misst 95° 36′; meist undeutliche kurz säulenförmige Krystalle, auch

krystallinische Körner. H. = 7—7.5; spec. Gew. = 2.5—2.6; meist bläulich gefärbt, bläulichgrau, häufig violblau, indigo- bis schwärzlichblau; Glasglanz, auf dem muscheligen quarzähnlichen Bruch Fettglanz, durchsichtig bis durchscheinend; die lichtern Varietäten sind in ihrem Aussehen und ihrer Härte dem Quarz oft sehr ähnlich. Vor dem Löthrohr gibt der Cordierit oft einen kleinen Wassergehalt, verliert die Farbe und schmilzt schwierig an den Kanten zu einem Glas; in Borax und Phosphorsalz langsam auflöslich, durch Säuren nur sehr schwer angreifbar. Das wahrscheinlichste Sauerstoffverhältniss ist $\dot{R}$ (Magnesia) : $\underline{\dddot{R}}$ (Thonerde und Eisenoxyd) : $\ddot{Si}$ = 1 : 3 : 5, woraus man die Formel $2\,\dot{Mg}\ddot{Si} + (\underline{\dddot{Al}}, \underline{\dddot{Fe}})^2\ddot{Si}^3$ ableiten kann; doch enthalten die Cordierite neben Eisenoxyd auch Eisenoxydul; je mehr Eisenoxydul und Manganoxydul die Magnesia vertreten, desto mehr wird der Kieselsäure- und Thonerdegehalt herabgedrückt. In den Analysen schwankt die Kieselsäure von 48.5—50.5 pct.

Der Cordierit, local in grosser Häufigkeit in den Gneiss eintretend, bildet den Cordieritgneiss; an manchen Punkten als accessorischer Gemengtheil im Granit, auch im Talkschiefer. Auch dieses Mineral erscheint nicht mehr in jüngern krystallinischen Gesteinen.

Treffend ist der Ausspruch Quenstedts, dass der Cordierit für das Urgebirge das zu sein scheine, was der Olivin für die vulkanischen Gesteine ist (Handb. d. Mineral. 1855. 225).

Merkwürdig ist die grosse Menge von serpentinartigen Umwandlungsproducten, welche der Cordierit in den Graniten und Gneissen bildet, und welche meist mehr oder weniger deutliche zwölfseitige Säulen darstellen; dazu gehören der Pinit (in vielen Graniten), der Esmarckit und Praseolith aus dem Gneiss von Bräkke bei Brevig in Norwegen, der Gigantolith aus dem Granit von Tammela in Finnland, der Aspasiolith im Hornblendegneiss von Krageröe in Norwegen, der Bonsdorffit im Granit von Abo in Finnland, der Pyrargillit von Helsingfors, der Fahlunit im Talkschiefer von Fahlun, der Iberit von Montoval bei Toledo, der Chlorophyllit von Unity in New-Hampshire und Haddam in Connecticut, der Oosit aus den Porphyren von Geroldsau bei Baden-Baden an der Oos. Alle diese Mineralien kommen entweder in Begleitung von unzersetztem Cordierit vor oder enthalten häufig noch einen Kern von Cordierit.

Olivin (Chrysolith, Peridot).

Rhombisch, vorne mit dem stumpfen Säulenwinkel von 130° 2'; selten in deutlichen Krystallen eingewachsen, meist in krystallinischen Körnern und körnigen Aggregaten. H. = 6.5—7; spec. Gew. = 3.3—3.5; die eingewachsenen Olivine meist nur durchscheinend mit starkem Glasglanz; olivengrün bis spargelgrün und pistaziengrün. Nur die eisenreichen Olivine schmelzen vor dem Löthrohr zu schwarzen magnetischen Kugeln, die andern sind selbst im strengsten Feuer unschmelzbar; von Salzsäure und Schwefelsäure werden sie, ebenfalls am leichtesten die eisenreichen unter Kieselsäureabscheidung zersetzt; Borax löst zu klarem grünlichem Glas. Der Olivin hat (wie der edle Chrysolith) die Formel $(\dot{M}g, \dot{F}e)^2\ddot{S}i$, halbkieselsaure Magnesia und halbkieselsaures Eisenoxydul mit dem Sauerstoffverhältniss 1 : 1. Stets ist die Magnesia über das Eisenoxydul vorwiegend, das Minimum, zu welchem die Magnesia hinabsinkt ist 42 pct.; die Kieselsäure schwankt von 38—43 pct., manche Olivine enthalten auch etwas Thonerde oder Manganoxydul, fast alle Nickeloxyd.

Für die basaltischen Gesteine ist der Olivin eine characteristische Einmengung, da er nur in wenigen eigentlichen Basalten fehlt; oft entdeckt man erst die ölgrünen durchscheinenden Körnchen in dem gepulverten Gestein mit dem Mikroskop; auch in Basalttuffen; die Vesuveruption von 1839 schleuderte lose Olivinkörner aus. In den Augitandesiten erscheint ebenfalls Olivin noch manchmal, in den saurern Hornblendeandesiten ist er schon sehr selten, und in den eigentlichen Trachyten kommt Olivin wohl nicht vor, so dass er vorwiegend an die basischern Glieder der jüngern krystallinischen Massengesteine (neoplutonischen und vulkanischen Gesteine) gebunden erscheint. Doch ist er nicht ausschliesslich ein der jüngern Zeit angehöriges Gebilde, wie man früher vermuthete, denn G. Rose fand ihn im Hypersthenit von Elfdalen in Schweden, auch entdeckte er faustgrosse durchsichtige ölgrüne Olivine im Talkschiefer des Berges Itkul südlich von Syssersk im Katharinenburger Kreise; neuere Untersuchungen haben ergeben, dass auch der Lherzolith ein olivinhaltiges Gestein ist. Damour analysirte aus dem Talkschiefer von Pfunders in Tyrol ein derbes rothbraunes Mineral, wahrscheinlich ein Olivin mit 36 Kieselsäure, 50 Magnesia, 6 Eisenoxydul, 5 Titansäure; demgemäss ist also Olivin nicht

einmal an Eruptivgesteine gebunden, sondern erscheint auch in metamorphischen Gesteinen. Aus diesen dürften denn auch vielleicht die durchsichtigen stark glasglänzenden und schön grünen losen Krystalle und Körner von Chrysolith stammen. Dennoch aber ist ein gewisser physikalischer Unterschied zwischen den Olivinen in alten und denjenigen in jungen Gesteinen, sie verhalten sich gewissermassen zu einander wie Adular oder Orthoklas zu Sanidin. v. Hochstetter fand auf Neuseeland fast rein aus Olivin bestehende Gesteinsmassen, vgl. Dunnit.

Palagonit

bildet einen wesentlichen Gemengtheil gewisser basaltischer Tuffe, der Palagonittuffe, siehe diese; er tritt in grössern Massen fast rein auf als Palagonitfels.

Kalkspath

bildet den Kalkstein, vgl. diesen; auch als Beimengung mancher Silicatgesteine, namentlich der basischen, hier meist secundären Ursprungs, im Diabas-, Melaphyr-, Basaltmandelstein u. s. w.

Dolomitspath

bildet den Dolomit, vgl. diesen.

Gyps und Anhydrit

bilden Gesteine für sich, siehe diese; Gyps auch als accessorische Beimengung in Thonen und Mergeln.

Schwerspath

bildet ein Gestein für sich, siehe dieses.

Apatit

als accessorischer Gemengtheil in einigen Gesteinen, Graniten, Melaphyren, Nepheliniten, bildet derb als Phosphorit ein Gestein für sich, siehe dieses.

Steinsalz

bildet ein Gestein für sich, siehe dieses; auch als Beimengung von Thonen, der Salzthone.

Flussspath, Kryolith, Stassfurtit

bilden Gesteine für sich, siehe diese; der Flussspath auch als accessorischer Bestandtheil einiger Gesteine, namentlich der Granite.

Eisenspath, Eisenglanz, Rotheisenstein, Brauneisenstein

bilden Gesteine für sich, siehe diese. Der Eisenspath ist in manchen Gesteinen, namentlich den Zersetzungsprocessen erlegenen basischen

accessorisch, oft in inniger Imprägnation beigemengt. Eisenglanz ist ein accessorischer Gemengtheil sehr zahlreicher Gesteine: in Graniten, Gneissen, Melaphyren, Trachyten, Basaltlaven.

Magneteisen

ebenfalls ein Gestein für sich bildend; erscheint als wesentlicher Gemengtheil der Dolerite, Basalte, auch als accessorischer Gemengtheil in manchen Gesteinen, namentlich den kieselsäurearmen. Es ist oft in ausserordentlich feinen Körnchen in die Gesteine eingesprengt, kann aber nach vorhergegangenem Pulvern derselben bis auf geringe Spuren mit dem Magnet ausgezogen werden.

Die kohligen Substanzen

Graphit, Anthracit, Steinkohle, Braunkohle, Torf treten ebenfalls als Gesteine auf, und wir verweisen deshalb auf die Kohlengesteine. Der Graphit in eisenschwarzen bis stahlgrauen, metallglänzenden Blättern und schuppigen Aggregaten, die in Säuren unlöslich sind, und vor dem Löthrohr sehr schwer schmelzen, erscheint als accessorischer, für gewisse Varietäten characteristischer Gemengtheil in manchen Gesteinen, z. B. Gneissen, Graniten, in denen er gewissermaassen die Stelle des Glimmers vertritt, welcher sich alsdann aus dem Gemenge mehr oder weniger verliert.

In folgendem seien kurz diejenigen Mineralien namhaft gemacht, welche ausser den bereits erwähnten am häufigsten als accessorische Gemengtheile in den Gesteinen auftreten.

Delessit und Grünerde in den Mandelsteinen verschiedener krystallinischer Gesteine.

Glaukonit in Sandsteinen und Kalksteinen.

Schillerspath in einem serpentinartigen Gestein.

Chrysotil, Pyrop im Serpentin.

Chiastolith, Ottrelit und Sericit in krystallinischen Thonschiefern.

Rubellan in basaltischer Wacke.

Wollastonit, Gehlenit und Spinell im körnigen Kalk.

Bronzit im Basalt, Serpentin.

Vesuvian im körnigen Kalk, Dolomit, Glimmerschiefer, Gneiss, Chloritschiefer, Serpentin.

Beryll, Smaragd im Granit, Glimmerschiefer und Gneiss.

Cyanit im Glimmerschiefer, Talkschiefer, Granulit, Eklogit, Gneiss, Granit.

Andalusit im Glimmerschiefer und Granit.

Automolit im Talkschiefer und Granit.

Helvin, sehr selten im Zirkonsyenit.

Topas und Pyknit, häufig im Granit, Bestandtheil des Topasfels.

Staurolith, nicht selten im Glimmerschiefer, auch im Thonglimmerschiefer.

Chondrodit im körnigen Kalk.

Titanit im Syenit, Granit, Diorit, Gneiss, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, körnigen Kalk.

Allanit und Orthit im Granit und Gneiss.

Lievrit im Glimmerschiefer.

Zinnstein, Gadolinit, Wolframit, Columbit, Tantalit im Granit.

Pyrochlor im Granit, Zirkonsyenit, körnigen Kalk.

Perowskit im körnigen Kalk, Chloritschiefer.

Boracit im Gyps.

Alunit imprägnirt den sog. Alaunstein.

Malachit, Kupferlasur, Volborthit in Sandsteinen.

Ged. Kupfer in Serpentin, Talkschiefer, Diorit, Mandelsteinen, Sandsteinen, Kupferschiefer.

Ged. Silber im Kupferschiefer.

Ged. Gold in Grünsteinen, Hornblendegesteinen, Thonschiefer, Grauwacke.

Rutil im Granit, Glimmerschiefer, Gneiss, Chloritschiefer.

Titaneisen im Granit, Zirkonsyenit und Talkschiefer.

Chromeisen im Serpentin und Olivinfels.

Bleiglanz in Sandsteinen und einigen krystallinischen Gesteinen.

Buntkupfererz und Arsenikkies in einigen krystallinischen Gesteinen.

Kupferkies im Kalkstein, Kupferschiefer, Chloritschiefer.

Magnetkies im Diorit, Basalt, Serpentin, Gneiss, Chloritschiefer, körnigen Kalk.

Markasit, namentlich in thonigen Gesteinen.

Eisenkies in zahlreichen Gesteinen, Grünsteinen, krystallinischen und klastischen Schiefern, Thonen.

Zinnober und Zinkblende im Dolomit und Kalkstein.

Molybdänglanz im Granit, Gneiss, Glimmerschiefer, Chloritschiefer.

Realgar und Auripigment im Dolomit, Kalkstein, Gyps, Mergel.

Schwefel im Gyps, Thon, Mergel, Sandstein, Kalkstein.

Bernstein im Sandstein, Sand.

Asphalt und andere Erdharze in Braunkohlen und Sandsteinen. Honigstein in der Braunkohle.

Die bisher betrachteten Mineralien kommen in den Gesteinen eingewachsen vor, ein Theil derselben erscheint auch als Auskleidung und Ausfüllung von Spalten, Klüften, Drusen- und andern Hohlräumen der Gesteine; eine grosse andere Anzahl von Mineralien, deren Verzeichniss zu weitläufig und schwerlich vollständig sein würde, findet sich nicht eingesprengt, sondern nur in solchen Hohlräumen, z. B. die Zeolithe; ihre Betrachtung gehört auch weniger hierher, da sie gewissermaassen nicht zu den integrirenden Bestandtheilen der Gesteine zu rechnen, secundären spätern Ursprungs sind. Noch weniger können hier diejenigen Mineralien in Berücksichtigung gezogen werden, welche in den die Gesteine durchsetzenden Mineral- und Erzgängen vorkommen.

Textur der krystallinischen und klastischen Gesteine.

Fast von derselben Wichtigkeit für die Bestimmung eines Gesteins, wie die Kenntniss der Natur seiner wesentlichen Gemengtheile ist die seiner Textur (Structur) oder seines Gefüges. Unter der Textur versteht man das durch die Grösse, Form, Lage und Verbindungsweise der einzelnen Elemente hervorgebrachte Aussehen der Gesteine. Bei der Betrachtung der Gesteinstextur muss in manchen Fällen der Gegensatz der krystallinischen und klastischen Gesteine beobachtet werden, da die zusammensetzenden Elemente gänzlich verschiedener Natur sind. Es werde also zunächst die Textur der krystallinischen Gesteine besprochen und zwar nach den besondern Verhältnissen, welche eine Verschiedenheit derselben bedingen. Die einzelnen Texturausbildungen sind nur in sehr beschränktem Maasse von der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung der Gesteine abhängig. Die verschiedenen Texturerscheinungen der krystallinischen Gesteine werden hervorgebracht

Durch die Grösse der krystallinischen Gemengtheile.

Körnige und dichte Textur. Bei der körnigen Textur sind die einzelnen Mineraltheile gross genug, um sie mit unbewaffnetem Auge unterscheiden zu können und haben nach allen drei Richtungen ungefähr gleich grosse Dimensionen. Den Typus dieser Textur, welche das Product der sich gegenseitig hemmenden Krystallisation ist, bildet der Granit. Mit Rücksicht auf die Grösse

des Korns unterscheidet man, obschon diese Bestimmungen nicht ganz genau gefasst werden können, gross- oder grobkörnig, wenn die Mineralkörner über Erbsengrösse hinausgehen, mittelkörnig, wenn sie zwischen Hirsenkorn- und Erbsengrösse schwanken, kleinkörnig oder feinkörnig, wenn sie kleiner sind als Hirsenkörner. Die Körner sind meistens von unregelmässiger Gestalt und zeigen nur bisweilen einige Andeutungen von Krystallflächen. Die körnige Textur findet sich sowohl bei einfachen gleichartig gemengten Gesteinen (z. B. körniger Kalkstein, körniger Dolomit), als bei ungleichartig zusammengesetzten (Granit).

Kann man bei einem Gestein mit blossem Auge oder der Loupe keine Mineralelemente mehr erkennen, so nennt man seine Textur eine d i c h t e. Meistens sind die dichten Gesteine Aggregate überaus feiner und sehr innig verwachsener Körner und mit dem Mikroskop vermag man bei starker Vergrösserung dieselben noch einzeln von einander zu unterscheiden. In diesem Falle heisst das Gestein krystallinisch-dicht. Der Gegensatz zwischen körniger und krystallinisch-dichter Textur ist nur ein scheinbarer, da die beiden extremen Zustände durch Uebergänge mit einander verbunden sind. Man bezeichnet aber auch die völlig homogenen amorphen Gesteine (vgl. S. 4), welche ebenfalls keine zusammensetzenden Mineralien erkennen lassen, weil ihre Masse eine allseitig gleichartige ist, als dichte. Wendet man bei dem Mikroskop polarisirtes Licht an, so tritt der Unterschied zwischen k r y s t a l l i n i s c h - d i c h t e n und h o m o g e n - d i c h t e n Gesteinen sehr vortrefflich hervor. Beide Ausbildungsweisen muss man scharf von einander getrennt halten. Wenn die Theilchen eines dichten Gesteins so locker neben einanderliegen, dass man die Masse mit den Fingern zu zerreiben vermag, so bezeichnet man diesen Zustand mit dem Ausdruck e r d i g. Bei dichter Ausbildung ist es oft sehr schwierig zu entscheiden, ob man es mit einem krystallinischen oder einem Trümmergestein zu thun hat. Es scheint, dass bei denjenigen Gesteinen, welche durch Erstarrung entstanden sind, der grobkörnige, feinkörnige, krystallinisch-dichte und homogen-dichte Zustand durch die langsamer oder rascher erfolgte Abkühlung hervorgebracht worden ist. Durch die Beobachtungen, welche man bei der vor unsern Augen vorgehenden Erstarrung der künstlichen Schmelzproducte anstellen kann, sowie durch zahlreiche andere Erscheinungen,

welche die Ausbildungsweise der Gesteine darbietet, dürfte sich die Richtigkeit dieser Beziehungen ergeben. Je langsamer die Abkühlung erfolgte, desto längere Zeit war den im Magma praedisponirten Mineralien zur Auskrystallisation und Vergrösserung gewährt, ein desto grobkörnigeres Gestein war das Resultat des Erstarrungsprocesses. Je rascher der letztere vor sich ging, um so kleiner fielen die sich gegenseitig in ihrer Entwicklung hemmenden Krystalle aus und wenn die Abkühlung sehr rasch erfolgte, so war die Textur des entstehenden Gesteins eine homogen-dichte. Eigenthümlich ist es, dass in der Natur meistens nur die stark kieselsäurereichen Gesteine den glasartigen Zustand angenommen haben.

Durch die Gestalt und Lage der krystallinischen Gemengtheile. Beide Beziehungen sind kaum von einander zu trennen.

Richtungslose Textur. Die Gestalt der Gemengtheile zeigt keine besondere Ausdehnung nach einer bestimmten Dimension und auch in ihrer Anordnung und Lage ist keine besonders vorwaltende Richtung zu erkennen (z. B. beim Granit).

Schieferige Textur. Gewisse Gemengtheile sind nach irgend einer bestimmten Fläche parallel angeordnet und das Gestein spaltet nach dieser Ebene viel leichter als nach allen andern Richtungen. Diese parallele Anordnung der Gemengtheile im Raume erfolgt durch die lamellare Ausbildungsweise derselben. Hauptsächlich sind es die schuppigen und tafelförmigen Individuen des Glimmers, welche durch ihre parallele Lagerung die schieferige Textur der Gesteine, diese Art der planen Paralleltextur hervorrufen. Im grossen Maassstabe zeigt dies z. B. der Glimmerschiefer und unter dem Mikroskop kann man beobachten, wie die Schiefertextur der höchst feinkörnigen, oft dicht erscheinenden Thonschiefer und Schieferthone durch unendlich kleine Glimmerschüppchen erzeugt wird, welche sämmtlich einander parallel angeordnet sind. Auch die Chlorit- und Talkblätter (z. B. im Chlorit- und Talkschiefer), sowie die tafelförmig ausgebildeten Feldspathkrystalle (z. B. im Phonolith) bringen durch ihren Parallelismus Schiefertextur hervor. Die englischen Geologen gebrauchen für die Schiefertextur die drei Ausdrücke foliation, lamination und cleavage, deren Unterschied später erhellen wird. Man hat alle Gesteine, welche mit dieser Textur versehen sind, unter dem in seiner Allgemeinheit wenig bezeichnen-

den Namen Phylladen zusammengefasst. Die schieferigen Gesteine zeigen auf ihrem Querbruch meist feine parallele Linien, welche die in dieser Richtung liegende Spaltbarkeit bezeichnen.

Die Ursache der parallelen Anordnung der lamellaren Mineralgemengtheile, die auch bei den mikroklastischen Gesteinen eine überaus häufige Erscheinung ist, scheint eine mehrfache zu sein. Sie kann dadurch erfolgt sein, dass die Lamellen, als sie ihrer Schwere folgend zu Boden sanken, sich sämmtlich auf ihre breite Seite legten, welche die beste Unterstützung darbot, und sich so parallel übereinanderschichteten. Die Paralleltextur kann aber auch erst nach der Ablagerung des Gesteins hervorgerufen worden sein, indem die innerhalb der noch weichen Masse eingeschlossenen Lamellen durch einen Druck gezwungen wurden, sich sämmtlich parallel anzuordnen, Verhältnisse die später einer genauern Beleuchtung unterzogen werden.

Man unterscheidet vollkommenschieferig und unvollkommenschieferig, je nachdem die Spaltungsflächen glatt, eben und stetig (z. B. beim Dachschiefer) oder in entgegengesetzter Weise ausgebildet sind (z. B. beim Kalkglimmerschiefer, in dem nur wenige parallele Glimmerlamellen vorkommen); geradschieferig, krummschieferig, wellenförmigschieferig, verworrenschieferig je nach der Oberflächenform der Spaltungsebene; dünnschieferig und dickschieferig, je nachdem die Zwischenräume zwischen den einzelnen Flächen, nach welchen die Spaltung gelingt, klein oder gross sind. Unvollkommenschieferige Gesteine sind meistens dickschieferig, vollkommenschieferige meistens dünnschieferig. Ein Gestein, welches in ausgezeichneter Weise vollkommenschieferig, geradschieferig und dünnschieferig ist, ist der Dachschiefer. Sowohl einfache als gemengte Gesteine sind schieferig ausgebildet.

Schuppig nennt man die Textur eines Gesteins, wenn dasselbe entweder gänzlich oder zum grössten Theil aus kurzen dünnen Blättchen zusammengesetzt ist. Diese Textur geht natürlich bei paralleler Anordnung der Schuppen in die schieferige Textur über; etwas selbständiges ist die verworren-schuppige Textur, bei der die Schuppen ganz richtungslos umherliegen und mit einander verwachsen sind.

Faserige Textur wird dadurch hervorgebracht, dass die das Gestein zusammensetzenden Mineralindividuen eine faserige oder

dünnstengelige Gestalt besitzen; wenn diese dünnen Individuen nur kurz sind und nach allen Richtungen einander durchwachsen, so kann man mit Naumann die Textur als körnig-faserig bezeichnen, während man schieferig-faserig diejenigen Gesteine nennt, in denen die stengeligen Mineralien länger und so mit einander verwebt sind, dass sie doch innerhalb bestimmter Ebenen ausgebreitet sind, einander parallel liegen. Bei der verworren-faserigen Textur sind die Individuen filzartig nach allen Richtungen durcheinander verwebt.

Lineare Paralleltextur ist ein Texturverhältniss, dem besonders Naumann eingehende Beachtung geschenkt hat. Wie bei der Schiefertextur die Gemengtheile nach parallelen Flächen angeordnet sind, wodurch eine plane Paralleltextur hervorgerufen wird, so sind bei der linearen Paralleltextur alle oder einige Mineralindividuen nach gewissen parallelen Linien in die Länge gezogen, und förmlich körperlich ausgereckt, weshalb man diese Texturerscheinung auch als Streckung bezeichnet. So z. B. finden sich in manchen Syeniten die Hornblendesäulen alle nach einer Richtung hin ausgestreckt, in manchen Trachyten sind die Sanidine alle auffallend verlängert und mit ihren Längsaxen parallel gelagert. Bisweilen ist es offenbar, dass diese Streckung der Mineralgemengtheile durch die fliessende Bewegung eines noch weichen Gesteins hervorgebracht worden ist, wie in manchem Lavastrom die einseitige, der Richtung desselben parallele Ausstreckung der Feldspath- oder Augitkrystalle zeigt. In sehr ausgezeichneter Weise bietet sich die Streckung der Gemengtheile bei dem Gneiss dar, bei dem sie manchmal die Schieferung zu ersetzen scheint. Wo Streckung und Schieferung an demselben Gneiss auftreten, da gehen immer die Streckungslinien den Schieferungsflächen parallel. Diese Gneisse, deren Gemengtheile alle nach einer Richtung in die Länge ausgereckt sind, und deren Textur oft eine holzähnliche ist, nannte Werner bezeichnend stengelige Gneisse. In andern Gneissen unterliegen nur die Glimmerblättchen einer auffallenden Streckung, der Feldspath allein scheint weniger einer solchen longitudinalen Ausreckung unterworfen zu sein. Auch die Gemengtheile des Glimmerschiefers und anderer schieferiger Gesteine, z. B. der Dioritschiefer, Hornblendeschiefer zeigen das Phänomen der Streckung, bei welcher es oft merkwürdig ist, über wie weitausgedehnte Räume ihre Richtung stets dieselbe bleibt. Die faserige Structur bei manchen

Thonschiefern scheint gleichfalls hierher gerechnet werden zu müssen. Die eigentliche Ursache der Streckung bei den Gneissen und Schiefern ist, soviele Theorien dieselbe auch zu erklären versuchten, immer noch räthselhaft; vgl. Naumann in Karsten und v. Dechen's Archiv XII. 1839. 23.

Die lineare Paralleltextur spricht sich auch noch in anderer Weise aus; vgl. blasige Textur.

Gefältelte Textur findet sich hauptsächlich bei Thonschiefern, Thonglimmerschiefern und feinschuppigen Glimmerschiefern und besteht darin, dass die Spaltungsflächen mit einer oft sehr feinen Runzelung und Fältelung versehen sind; die Richtung der einzelnen Runzeln zeigt ebenfalls stets einen auffallenden Parallelismus; ist die Fältelung grob, so erscheint sie striemig, manchmal ist sie so fein, dass man sie nur mit der Loupe zu erkennen vermag. Sehr ausgezeichnet gefältelt sind z. B. die Schiefer aus der Umgegend von Hyères im südlichen Frankreich, auch an manchen rheinischen Thon- und Dachschiefern ist die Erscheinung gut zu beobachten, welche gleichfalls gewissen Kalksteinen, zumal den glimmerhaltigen nicht fremd ist. v. Cotta sieht in der Fältelung, wie es scheint mit Recht, die Wirkung eines einseitigen Drucks, Sedgwick und Murchison glauben, dass sie durch eine Streckung erzeugt werde. Naumann macht darauf aufmerksam, dass die striemige Textur der sedimentären Schiefer auch durch den Einfluss von Strömungen hervorgebracht sein könne. Merkwürdiger Weise kommt die Fältelung nur in den ältesten Schiefergesteinen vor und wird schon in den Schieferthonen der Steinkohlenformation vermisst. Die Engländer nennen die gefältelten Schiefergesteine striated slates, die Franzosen schistes striés, die feingefältelten schistes satinés.

Sedgwick u. Murchison in Transactions of the geol. soc. 1840. 655 ff.
v. Cotta, Gesteinslehre 1862. 35.
Daniel Sharpe im Qu. journ. of the geol. soc. III. 1847. 74 und Boblaye im Bull. d. l. soc. géol. X. 228 sprachen ähnliche Ansichten wie v. Cotta aus.

Flaserige Textur; darunter versteht man die Erscheinung, dass linsenförmige platte und körnige Lagen eines Minerals mit noch dünnern schuppigen Lagen abwechseln, welche sich zwischen den ersten hinschmiegen und um ihre Ränder umbiegen, aber doch so, dass eine parallele Anordnung beider Lagen offenbar ist. Man pflegt bei dieser Textur, die hauptsächlich dem Gneiss eigen ist,

grobflaserig, kleinflaserig, feinflaserig, geradflaserig, wellenförmigflaserig, knotigflaserig, verworrenflaserig, schmalflaserig, breitflaserig zu unterscheiden. Sie hält die Mitte zwischen schieferiger und körniger Textur.

Während die bisher betrachteten Texturverhältnisse derartige waren, dass sie sich auf alle Gemengtheile der Gesteine in gleicher Weise bezogen, wobei also ein jeder Theil des Gesteins dieselbe Textur hat, wie ein anliegender, sind die nunmehr zu erwähnenden darin begründet, dass nur einzelne Bestandtheile etwas unterscheidendes an sich tragen, oder dass das Gestein nicht stetig den Raum erfüllt. Die Hauptmasse des Gesteins zeigt bei den letztern die bereits behandelten Texturverhältnisse; man könnte daher mit Naumann dieselben als zusammengesetzte Texturen den einfachen gegenüber unterscheiden, in derselben Weise wie Charles d'Orbigny die contexture uniforme und complexe auseinandergehalten hat.

Porphyrische Textur. Sie besteht darin, dass in einer dichten oder auch feinkörnigkrystallinischen Gesteinsmasse Krystalle oder krystallinische Körner hervortreten, welche sich in auffallender Weise durch Grösse auszeichnen. Diese eingesprengten grossen Krystalle können einem einzigen Minerale oder auch mehrern verschiedenen Mineralien angehören. In den meisten Gesteinen mit porphyrischer Textur gehören die einzelnen Krystalle, welche in der Grundmasse eingebettet sind, gewöhnlich zu derselben oder denselben Mineralspecies, welche sich auch in der Grundmasse finden und sind nur im Gegensatz zu dieser stärker und deutlicher entwickelt. Auch in dem Falle, dass die eingesprengten Krystalle accessorische Mineralien darstellen sollten, spricht man von porphyrischer Textur. Da übrigens die Textur der Grundmasse eine verschiedene sein kann, so kann man unterscheiden:

Porphyrtextur mit homogen-dichter (amorpher) Grundmasse, z. B. Obsidian mit eingesprengten Feldspathkrystallen.

Porphyrtextur mit krystallinisch-dichter Grundmasse; diese Gesteine bezeichnet man als Porphyre im eigentlichen Sinne und ertheilt ihnen den Namen des ausgeschiedenen Minerals, z. B. Augitporphyr, Quarzporphyr.

Porphyrtextur mit krystallinisch-körniger Grundmasse; man benennt diese Gesteine meistens nach der Beschaffenheit der Grundmasse und fügt die Bezeichnung »porphyrartig« hinzu; so heisst

z. B. ein Granitgestein, in welchem einzelne verhältnissmässig sehr grosse Feldspathkrystalle ausgeschieden liegen, porphyrartiger Granit. Nicht nur die ungleichartig, sondern auch die gleichartig gemengten Gesteine können porphyrartige Textur annehmen, wenn sich einzelne Individuen durch ihre Grösse auszeichnen, z. B. Gypsspath-Krystalle im feinkörnigen Gyps.

Porphyrartig mit schieferiger Grundmasse, z. B. Dioritschiefer mit ausgeschiedenen Feldspathkrystallen, Glimmerschiefer mit eingesprengten Granatkrystallen.

Wenn in den eigentlichen Porphyren die ausgeschiedenen Krystalle verschwinden, so erhält das Gestein eine gleichmässig dichte Textur; verschwinden die grössern Krystalle aus den porphyrartigen Gesteinen, so gehen gleichmässig-körnige Gesteine daraus hervor.

Die durch ihre Grösse hervorstechenden Krystalle der Gesteine mit Porphyrtextur sind oft in sehr regelmässigen Formen ausgebildet. Die Feldspathkrystalle stellen sich meistens als Zwillinge dar; bei dem Orthoklas sind je zwei Individuen nach dem Carlsbader Gesetz verwachsen, bei dem die Hauptaxe die Zwillingsaxe ist. Bei den triklinoedrischen Feldspathen aber tritt meistens eine polysynthetische Zwillingsbildung ein, indem unzählige Krystalllamellen so verwachsen sind, dass die Längsfläche Zwillingsebene ist, wodurch auf der basischen Spaltungsfläche die früher (S. 20) erwähnte höchst characteristische feine Streifung erscheint. Oft ist die polysynthetische Zusammensetzung letzterer Krystalle, z. B. der ausgeschiedenen Oligoklaskrystalle in den Trachyten so ungemein fein, dass die einzelnen Lamellen, wie das Mikroskop lehrt, kaum 0.003 Mm. dick sind.

Die porphyrartig ausgeschiedenen grossen Krystalle bekunden mitunter dadurch ihre frühere Entstehung, dass sie zerbrochen, die Stücke gegen einander verschoben und durch Grundmasse wiederum verkittet sind; die Orthoklaskrystalle im Elbaner Porphyr, die im Ilmenauer Quarzporphyr, die Sanidintafeln im Trachyt vom Drachenfels (die Bruchstücke sind dabei gleichsam auseinandergezogen), die Orthoklaskrystalle in vielen Graniten zeigen diese Erscheinung (vgl. u. a. Nöggeraths Ausflug nach Böhmen 1838. 71).

Die langen Turmalinsäulen in Chloritschiefern und Graniten (z. B. von Aschaffenburg, von Winkelsdorf in Mähren) sind biswei-

len in mehrere Stücke zerbrochen, welche dann wie Glieder hintereinanderliegen. Blum beobachtete, dass bei manchen derselben die einzelnen Stücke, welche oft etwas aus der Richtung gebogen erscheinen, durch Glimmer aneinandergekittet sind, und glaubt, dass die Auseinandersprengung der Turmalinkrystalle und die Verschiebung der Bruchstücke eine Folge der Umbildung in Glimmer ist, dessen Blättchen bei ihrem Wachsthum eine mechanische Gewalt ausüben.

Nicht immer ist die Masse der grössern Krystalle eine völlig homogene, sondern sehr häufig enthält sie fremde hinzugemengte Bestandtheile. So sind vielen porphyrartig ausgeschiedenen Krystallen Theile der umgebenden Grundmasse eingewachsen, wie den Sanidinkrystallen der Trachyte, den Leucitkrystallen der Leucitophyre, den Orthoklaskrystallen der porphyrartigen Granite. v. Cotta berichtet, dass im Granit des Fichtelgebirges viele Orthoklaskrystalle in ihrem Innern eine der Oberfläche parallele Zone von Granit besitzen (N. Jahrb. f. Min. 1843. 173). Die Feldspathkrystalle in den Pechsteinen der schottischen Insel Arran enthalten nach Macculloch Kerne von Pechstein; v. Dechen und v. Oeynhausen bemerkten in diesen Pechsteinen Feldspathkrystalle, welche im Innern zum grössten Theil aus Pechstein bestehen oder aus abwechselnden Lagen von Pechstein- und Feldspathmasse zusammengesetzt sind. Verwandt sind in dieser Beziehung die Chiastolithkrystalle aus den Thonschiefern der Bretagne, der Pyrenäen, von Gefrees im Fichtelgebirge u. s. w., indem sie auf dem Querbruch ein dünnes Kreuz von Thonschiefermasse wahrnehmen lassen, welche in der Mitte und an den vier Säulenkanten des Krystalls sich zu rhombischen, der Hauptaxe parallel laufenden Stengeln anhäuft. Nicht nur im grossen, sondern auch im allerkleinsten Maassstabe ist diese Imprägnation der Krystalle mit der sie umgebenden Masse eine häufige Erscheinung; das Mikroskop weist, am besten mit Hülfe durchsichtig geschliffener Plättchen und des polarisirten Lichtes nach, dass die Feldspathe der Porphyre fast sämmtlich Partikel der Grundmasse enthalten, die oft allerdings kaum wenige hundertstel Millimeter Durchmesser besitzen; so findet sich fast kein Feldspathkrystall in Pechsteinen und Obsidianen, welcher nicht mikroskopische Theile der Glassubstanz enthielte oder in dessen Masse nicht unregelmässige Adern und Verzweigungen derselben hineinragten.

Auch einfache Mineralien sind den grössern Krystallen in eben derselben Häufigkeit eingewachsen. Beispiele sind Quarzkrystalle in den Feldspathen der Granite, Augitkrystalle in den Leuciten, Magneteisenkörner in den Sanidinen der Trachyte; die Hornblendekrystalle der Eifeler und Nassauer Trachyte umschliessen manchmal Sanidinkrystalle; bei Oderbrück am Harze enthalten die Feldspathkrystalle eines porphyrartigen Gesteines drusige Anhäufungen von Turmalin. Nach v. Cotta findet sich in den grossen Orthoklaskrystallen der Granitporphyre des Fichtelgebirges manchmal im Innern eine Glimmerzone, welche der Oberfläche parallel läuft. Unregelmässige Einmengungen von Glimmerblättern in Feldspathen sind nichts seltenes. Auch hier zeigt eine mikroskopische Untersuchung der in den Gesteinen eingewachsenen Krystalle, dass solche Einschlüsse von Krystallen in Krystallen eine ganz gewöhnliche und durchweg verbreitete Erscheinung sind, indem fast kein Krystall ganz frei davon ist. Augit- und Hornblendekrystalle umschliessen in sehr vielen Fällen mikroskopische Magneteisenkörner, Feldspathkrystalle Quarz- und ebenfalls Magneteisentheile. Die Quarze der Granite von sehr vielen Fundorten enthalten mikroskopische farblose wahrscheinlich feldspathartige Krystallnadeln, die dem klinobasischen System angehören und nach allen Richtungen zerstreut, oft in solcher Menge darin umherliegen, dass die Quarzmasse wie damit gespickt erscheint; ihr Durchmesser sinkt bis zu 0.001 Mm. herab.

Eine bemerkenswerthe Erscheinung bieten noch die in dem sog. Urkalk als accessorische Gemengtheile porphyrartig eingewachsenen Krystalle von Augit, Hornblende, Granat, Wernerit, Chondrodit, Apatit (z. B. Åker in Südermanland, Pargas in Finnland, Warwick in New-York) dar. Sie besteht in einer Krümmung der Flächen, einer Abrundung der Ecken und Kanten, einer eigenthümlichen Glätte und firnissartig-glänzenden Beschaffenheit der ganzen Oberfläche, so dass der Krystall ein Aussehen hat, als ob seine Aussenseite eine Schmelzung erlitten hätte; man bezeichnet einen solchen Habitus der Krystalle als einen scheinbar geflossenen oder scheinbar geschmolzenen; an eine wirkliche oberflächliche Schmelzung kann in diesem Falle keineswegs gedacht werden. Dasselbe zeigen die Augit- und Hornblendekrystalle in einigen basaltischen Gesteinen, z. B. von Härtlingen in Nassau, aus dem böhmischen Mittelgebirge.

Die oolithische Textur beruht darin, dass das Gestein entweder gänzlich oder zum grössten Theil aus kleinen kugelförmigen Concretionen zusammengesetzt ist, welche selbst Aggregate von feinen krystallinischen Individuen darstellen. Die Kügelchen sind in ihrem ausgebildetsten Zustande zugleich radial-faserig und concentrisch-schaalig, manchmal zeigt aber auch ihr Querbruch eine dichte Beschaffenheit. Indessen bringt selbst bei den dichten Oolithen die Verwitterung in der Regel concentrisch-schaalige Umhüllungen zum Vorschein. Die Kügelchen liegen nur selten vereinzelt in der meist erdigen oder dichten entweder einfachen oder gemengten Grundmasse, in den häufigsten Fällen erscheint die letztere im Verhältniss zu den Kügelchen sehr zurückgedrängt, welche dicht zusammengehäuft sich gegenseitig berühren, so dass nur eine geringe Menge Cäment dieselben zu einem festen Gestein verbindet. Die Grösse der Kügelchen übersteigt in den gewöhnlichen Gesteinen dieser Art selten die eines Schrotkorns. Nach Saussure findet sich bei Chateau de Moutonne in der Schweiz ein oolithischer Kalkstein der Iuraformation mit 1½ Zoll grossen Kugeln. (Voyage dans les Alpes II. §. 359.) Manchmal sind mehrere solcher kleiner Kügelchen zwillingsartig zu einem ganzen verbunden, immer aber ist die Umgrenzung der einzelnen eine scharfe und bestimmte. Rogenstein nennt man die oolithischen Kalkmergel der Buntsandsteinformation wegen ihrer Aehnlichkeit mit Fischrogen; ihre Kügelchen sind grau und meist dicht. Die Hauptverbreitung gewinnen aber die oolithischen Gesteine in der Juraformation, die deshalb von den englischen Geologen auch Oolithformation benannt wird; diese oolithischen Kalksteine sind vorwiegend gelblichweiss und concentrisch-schaalig, auch Eisensteine sind mit dieser Textur versehen. Im Erbsenstein oder Pisolith erreichen die einzelnen Kügelchen die Dicke einer Erbse oder selbst einer Bohne und bestehen aus dünnen regelmässig concentrischen Kalksinterschaalen von radial-faseriger Zusammensetzung. Im Innern umschliessen sie meist einen fremden Kern (ein Sand-, Feldspath- oder Granitkörnchen), der zu ihrer Bildung Anlass gab. Die Frage, ob dies bei allen Oolithen der Fall ist, harrt noch ihrer Lösung. Ausgezeichnete Erbsensteine erscheinen als Producte des Carlsbader Sprudels.

Ausführliche und eingehende Bemerkungen über die Textur der Oolithkörner veröffentlichte Deicke in der Zeitschrift f. d.

gesammt. Naturwissenschaften 1853. 188. Gleichzeitig machte Fournet sehr umfangreiche Mittheilungen »sur la formation des oolithes calcaires« in den Verhandlungen der Akademie von Lyon für das Jahr 1853. Virlet d'Aoust beobachtete, wie in den Seen von Chalco und Texcoco auf der Ebene von Mexico Kalkoolithe, vollständig denen der Juraformation ähnlich, durch concentrische Umhüllungen um kleine Insecteneier entstanden (Comptes rendus LXV. 1857. 865).

Im äussern verwandt sind die in den Perliten, manchen Obsidianen, Pechsteinen und Porphyren oft in grosser Menge liegenden Kügelchen, welche manchmal eine perlähnliche Gestalt, dabei meist concentrisch-schaalige und radial-faserige Zusammensetzung zeigen, und oft in parallelen Lagen vertheilt sind, wodurch eine plane Paralleltextur hervorgerufen wird. Die Kügelchen dieser kieselsäurereichen Eruptivgesteine sind aber ganz anderer Entstehungsart wie die erwähnten kalkigen Oolithkörner, indem sie das Product einer eigenthümlich vor sich gehenden Erstarrung sind. Man hat sie Sphaerolithe und die durch ihr Auftreten bedingte Gesteinstextur die sphaerolithische genannt.

Delesse hat über die »roches globuleuses«, wozu hauptsächlich die Gesteine mit Sphaerolithtextur gehören, zusammenfassende Untersuchungen angestellt, deren Resultat vorwiegend in folgendem besteht: Die Kügelchen, welche in kieselsäurereichen roches globuleuses liegen, wozu »Eurit, Pyromerid, Trachyt, Pechstein, Perlit, Obsidian und verschiedene Porphyre« gehören, zeichnen sich durch einen grossen Gehalt an Kieselsäure und einen schwachen an Alkalien aus; der Kieselsäuregehalt der Kugeln ist variabel und wächst mit dem des Gesteins; in den quarzfreien glasigen Gesteinen, z. B. Obsidian, Perlit, Pechstein ist der Kieselsäuregehalt der Kugeln beinahe gleich dem des einschliessenden Gesteins, in den quarzhaltigen ist derselbe dagegen ungemein wechselnd. Die Kugeln bestehen entweder aus Feldspath oder aus feldspathigem Teig und Quarz; meist gehört der Feldspath dem Orthoklas an; der feldspathige Teig ist von keiner bestimmten Zusammensetzung, viel saurer als die Feldspathe, in manchen Kugeln findet man gewissermassen nur unreine Kieselsäure, verbunden mit kleinen Mengen der in dem Gestein vorhandenen Basen. Einzelne Krystalle von Quarz und Feldspath erscheinen in den Kugeln, nicht geordnet um einen Mittelpunkt, sondern hier und dort zerstreut, zum Zeichen, dass sie

keinen Antheil am Entstehen der Kugeln hatten. Delesse unterscheidet nach der Structur normale Kugeln (globules normaux), welche sich frei zeigen von Höhlungen und abnorme Kugeln (gl. anormaux), welche Cavitäten im Innern umschliessen. Beide (auf deren Unterscheidung wohl im Ganzen nur wenig Gewicht gelegt zu werden braucht) sind nicht scharf getrennt, gehen in einander über und finden sich oft vereinigt auf derselben Lagerstätte. Die normalen Kügelchen haben meist reguläre Gestalt und wohl entwickelte krystallinische Textur mit Strahlen und Zonen, Fasern und Schaalen; die abnormen sind meist unregelmässig gestaltet, und von wenig entwickelter krystallinischer Textur; sie entstehen durch die Zusammenballung eines sehr kieselsäurereichen Feldspathteigs, worin der Feldspath gewöhnlich sehr geringe Krystallisationstendenz besass. Die Höhlungen der abnormen Kügelchen sind bisweilen leer; in der Regel sind sie erfüllt mit Quarz, Chalcedon, Eisenspath, Kalkspath u. s. w.; bald ist der Feldspathteig dieser Kügelchen scharf von der innern Ausfüllung getrennt (cavités nettes), bald verfliesst er damit (cavités confuses). Delesse stellt so das Eintheilungsschema auf

- globules normaux, sans cavités
- globules anormaux, avec cavités
  - non remplis
  - remplis
    - nettes
    - confuses

Im Kieselsäure-Ueberschuss liegt die Hauptursache der Kugelentwicklung. (Recherches sur les roches globuleuses, Mémoires de la soc. géol. de France (2) IV. 2. partie 1852; im Auszug Bull. d. l. soc. géol. (2) IX. 1852. 431.; vgl. auch v. Cotta's eingehende Betrachtungen, Geologische Fragen 45 ff.)

Die variolitische Textur nähert sich ebenfalls der oolithischen. Sie wird dadurch gebildet, dass in einer Grundmasse kleine rundliche Concretionen ausgeschieden sind, welche aber von derselben nicht durch scharfe Ränder getrennt, sondern mit ihr innig verwachsen sind; sie unterscheiden sich meistens durch abweichende Farbe und oft durch radialfaserige Textur. Diese Textur findet sich bei manchen dichten, feinkörnigen oder schieferigen Grünsteinen, in denen die variolitischen Concretionen häufig aus kohlensaurem Kalk bestehen. Die Verwitterung trägt dazu bei, dass

die variolitische Textur, welche man nicht mit der porphyrischen verwechseln darf, bestimmter und ausgeprägter hervortritt; die Kügelchen erscheinen dann wie Blatterpocken auf der verwitterten Gesteinsoberfläche. Verwandt ist die knotige Textur des Knoten-, Frucht- und Fleckschiefers.

Die sphaeroidische Textur; hier würde vielleicht mit Recht der grösste Theil derjenigen Erscheinungen erwähnt werden müssen, welche weiter unten als kugelige Absonderung besprochen sind.

Die blasige und schlackige Textur. Blasig und schlackig nennt man gewisse Gesteine, wenn in ihrer Masse mehr oder weniger rundliche Hohlräume enthalten sind. Sind die Hohlräume kugelig, ellipsoidisch, schlauchförmig, dabei in nicht überwiegender Menge im Gestein vorhanden, so bezeichnet man letzteres als blasig oder vesiculos; sind sie stark in die Länge gezogen, nach allen Richtungen unregelmässig gewunden, und in so grosser Anzahl im Gestein vertheilt, dass dessen Masse zurücktritt, so heisst dasselbe ein schlackiges, oder scorioses. Ueberwiegen die Hohlräume so, dass die Scheidewände ganz dünn werden, so pflegt man diese Textur auch wohl als schwammige oder bei kleinen Hohlräumen als schaumige zu bezeichnen, wofür der Bimstein ein gutes Beispiel liefert. Die Innenwände der Blasenräume sind entweder glatt, aus einem glänzenden Schmelz bestehend, oder rauh, mitunter auch mit einer dünnen Rinde eines fremden Minerals überzogen. Die Bildung dieser Räume rührt offenbar von der Entwicklung von Gasblasen her, die in dem noch zähen Gestein entstanden und von dessen Festwerdung vor dem Entweichen gewissermaassen überrascht wurden. Dadurch kann auch ihre unregelmässige, birnförmige, schlauchförmige, verdrehte Gestalt erklärt werden, indem der Druck ihre Contouren modificirte. Fand zu gleicher Zeit ein Fliessen statt, so erscheinen die Blasenräume häufig in der Richtung, in welcher sich die Masse bewegte, in die Länge gezogen; es wird dadurch gewissermaassen eine lineare Paralleltextur hervorgerufen, ebenso wie die plattgedrückten und mit ihren grössten Durchschnittsflächen parallel gelagerten Blasenräume eine plane Paralleltextur zu Wege bringen. Die Grösse der Blasenräume erscheint abhängig von der Plasticität der Masse sowie von der Intensität der Gasentwicklung. Die blasige und schlackige Textur ist nicht allen Gesteinen eigen, am häufigsten den Laven aller Art, Basalten, Melaphyren; sie findet sich nur bei den Ge-

steinen mit glasiger, scheinbar dichter oder feinkörniger Grundmasse, deren Erstarrung verhältnissmässig rasch vor sich ging; auch ist sie im Allgemeinen in viel ausgedehnterem Maasse den kieselsäureärmern Gesteinen eigen als den kieselsäurereichen.

Die porose und cavernose Textur wird zwar auch durch Hohlräume hervorgebracht, welche aber anderer Entstehungsart sind, wie die Blasenräume, grossentheils hervorgebracht durch Auswitterung einzelner Bestandtheile aus der Gesteinsmasse; da indess die porosen und cavernosen Gesteine oft ein sehr ähnliches Aussehen besitzen, wie die blasigen und schlackigen, so fällt die Unterscheidung beider Texturarten, namentlich für den Ungeübten manchmal sehr schwer. Poros nennt man das Gestein, wenn die Hohlräume ganz klein und regelmässig vertheilt sind, z. B. Dolomite, Trachyte. In einem gewissen Sinne sind freilich alle Gesteine poros, denn alle sind für das Wasser durchdringbar, wenn auch dieser Process nicht mit dem Auge verfolgt werden kann. Sogar das dichte Mineral Chalcedon muss nach den Versuchen von Fuchs und Gautieri und den Bemerkungen von Nöggerath als ein von Wasser durchdringbares angesehen werden. Damit steht auch ein Theil des Wassergehalts der Gesteine in Zusammenhang. Nach Kurr kann der gewöhnliche Granit von Wildbad in 100 Gewichtstheilen seiner Masse 0.4 Gewichtstheile Wasser absorbiren. Daubrée fand, dass der porosere Trachyt vom Drachenfels in 100 Gewichtstheilen 3.7 Gewichtstheile Wasser zu absorbiren vermag.

Sind die Hohlräume grösser und unregelmässig gestaltet, ihre Innenwände zerfressen und rauh, wie es z. B. viele Süsswasserquarzite zeigen, so nennt man die Gesteinstextur zellig, cavernos dagegen, wenn die Dimensionen der Hohlräume zoll- bis fussgross sind; die cavernose Textur findet sich ausgezeichnet an der Rauchwacke und manchen Dolomiten. Eine langgezogene röhrenförmige Gestalt der Hohlräume bringt die sog. tubulose Textur hervor.

Mandelsteintextur oder amygdaloidische Textur entsteht dadurch, dass in dem Gestein die Hohlräume gänzlich oder theilweise mit fremder Mineralsubstanz ausgefüllt sind. Wegen der Aehnlichkeit der dadurch im Gestein erscheinenden, meistens etwas langgezogenen und plattgedrückten Mineralkerne mit Mandeln hat man diese Texturart so genannt. Von der Zusammensetzung, Ausfüllungsweise und andern Verhältnissen wird später mehrfach die

Rede sein. Je höher das Alter des ursprünglichen blasigen Gesteins ist, desto verbreiteter und vollständiger ist auch die Mandelbildung darin. In den Blasenräumen der heutigen und überhaupt der historischen Laven hat meist noch keine Bildung von Mandeln stattgefunden, da dieselbe an zu ausgedehnte Zeiträume geknüpft ist. Bei der amygdaloidischen Textur tritt es noch deutlicher, als bei der blasigen hervor, dass die ursprünglichen abgeplatteten Hohlräume sehr oft mit ihren flachen Seiten einander parallel gelagert sind und auch die Längsaxen derselben eine gleiche Richtung verfolgen, so dass also eine Art von Schichtung und Streckung bei den Mandeln erscheint. Wenn die Mandeln verwittern, so entstehen wiederum sphaeroidische und amygdaloidische Hohlräume.

Gebänderte Textur oder lagenförmige Textur wird dadurch hervorgerufen, dass das Gestein aus mehrern vielfach mit einander abwechselnden, parallel untereinander geordneten Lagen von abweichender mineralischer Natur zusammengesetzt ist. Die Grenze zwischen den einzelnen Lagen oder Bändern ist mehr oder weniger scharf ausgesprochen. Sehr ausgezeichnet zeigen diese Textur gewisse vulkanische Gesteine, hauptsächlich Ungarns, Mexicos und Neuseelands, welche aus stetig abwechselnden Lagen von perlitischer, bimsteinartiger, felsitischer und obsidianartiger Beschaffenheit bestehen. Bei dem Turmalinschiefer sind abwechselnde Lagen von feinkörnigem Quarz und feinnadelförmigem Turmalin mit einander verbunden. In der Triasformation finden sich viele Gesteine, die aus lagenweise abwechselndem Thon und Gyps oder Mergel und Steinsalz zusammengesetzt sind. Durch die lagenförmige Textur wird fast immer eine regelmässige und ausgeprägte plane Paralleltextur hervorgebracht.

Etwas ähnliches ist die sog. durchflochtene Textur; hier laufen die Streifen von verschiedener Farbe und Beschaffenheit nicht einander parallel, sondern kreuzen sich unter verschiedenen Winkeln; dadurch entsteht eine netzförmige Anordnung. Die eine Substanz des Gesteins bildet dann gewissermaassen Kerne, um welche sich die andere Streifensubstanz allseitig herumlegt. In dieser Weise sind manche aus Kalkstein und Thonschiefer zusammengesetzte Gesteine ausgebildet. Der Thonschiefer stellt in dünnen Lamellen ein Netz- oder Flechtwerk dar, dessen Maschen mit Kalksteinellipsoiden ausgefüllt erscheinen.

Was die Trümmergesteine anbelangt, welche aus der Zertrümmerung und abermaligen Verkittung früherer Massen hervorgegangen sind, so wird die Verschiedenheit ihrer Texturverhältnisse vorwiegend durch die Grösse und Form der sie zusammensetzenden Gesteinsbruchstücke bedingt.

Wie schon an früherer Stelle bemerkt wurde, sind die Dimensionen der klastischen Gesteinselemente sehr verschieden, von lachtergrossen Blöcken sinken sie zu feinen Staubtheilchen herab. Zur Bezeichnung des Gefüges hat man die durchschnittliche Grösse der Trümmer als Anhaltspunkt gewählt und unterscheidet:

Die Trümmertextur (Psephitstructur Naumann's von ψῆφος, ein kleiner Stein), wenn die verkitteten Fragmente wenigstens die Grösse einer Haselnuss haben. Solche klastischen Gesteine, welche aus scharfkantigen Bruchstücken bestehen, bezeichnet man als Breccien, sind die Fragmente abgerundet, so heisst das Trümmergestein Conglomerat. Die Trümmergesteine benennt man nach dem Gestein, welchem ihre Bruchstücke angehören, z. B. Porphyrconglomerat, Gneissbreccie.

Stammen die Bruchstücke nicht alle von ein und demselben Gestein, sondern von mehrern ab, so kann man das Trümmergestein mit Naumann ein polygenes nennen, im Gegensatze zu einem monogenen, welches nur Trümmer derselben Gesteinsart enthält. Die Benennung wird dann, wenn in den Bruchstücken ein Gestein auffallend vorwaltet, von diesem hergenommen.

Bisweilen kommen sowohl scharfkantige als abgerundete Fragmente in einem Trümmergesteine vor und man pflegt dies dann als Breccie oder Conglomerat je nach der Beschaffenheit der vorwaltenden Bruchstücke zu bezeichnen.

Indem die Breccien aus spitzeckigen, scharfkantigen, rauhflächigen Gesteinsstücken zusammengesetzt sind, welche grosse Blöcke bis herab zu kleinern Brocken bilden, kann man bei den Breccien auch grossstückige und kleinstückige unterscheiden. Die Oberfläche der Bruchstücke ist sehr wenigen oder gar keinen Veränderungen unterlegen, sie ist noch dieselbe, welche die Stücke bei der Zersprengung der ursprünglichen Gesteinsmasse erhielten.

Bei den Conglomeraten sind die Kanten und Ecken der klastischen Gesteinselemente abgerundet, die Flächen geglättet; wenn die ursprüngliche Form der Gesteinsstücke noch zu erkennen ist,

nennt man sie Geschiebe; ist aber die Abrundung und Glättung so weit vorgeschritten, dass die ehemaligen Contouren gänzlich verwischt sind und die jetzige Gestalt eine kugelrunde, ei- oder linsenförmige ist, so spricht man von Geröllen; sehr häufig haben die Gerölle eine plattgedrückte, scheibenartige Form. Gar manchmal indessen pflegt man auch über diese Unterscheidung von Geröllen und Geschieben hinwegzusehen und beide Ausdrücke als gleichbedeutend zu gebrauchen. Die Conglomerate heissen auch, wenn die Gerölle oder Geschiebe keine sehr beträchtliche Grösse besitzen, Puddingsteine, besonders bei vorwaltendem Bindemittel. Dadurch, dass die Gerölle mit der Richtung ihrer Abplattung parallel gelagert sind, oder lagenweise je nach ihrer Grösse abwechseln, wird hier und da ein System von Parallelismus in den Conglomeraten hervorgerufen.

Die Form und Beschaffenheit mancher Gerölle oder Geschiebe bietet besondere interessante Eigenthümlichkeiten dar, die eine eingehendere Besprechung verdienen. Es sind zu erwähnen:

Eindrücke von Geschieben in Geschieben (impressed pebbles, cailloux impressionnés). Der Erste, welcher diese merkwürdige Erscheinung beschrieb, war Lortet, der 1836 in der Nagelflue von St. Saphorin zwischen Vevay und Lausanne am Genfer See schwarze Kalksteingeschiebe auffand, welche in einander Eindrücke verursacht haben. Blum fand 1840 bei der Untersuchung der Nagelflue aus der Gegend von St. Gallen, dass solche Eindrücke nicht nur an schwarzem, braunem und anders gefärbtem Kalkstein, sondern auch an Geröllen von Granit, Syenit, Diorit, Gneiss, Glimmerschiefer, Aphanit und Serpentin, obwohl bei diesen Gesteinen meist nicht von derselben Grösse und Tiefe wie bei den Kalksteinen vorkommen; auch bei diesen fremdartigen Gesteinen rühren alle Eindrücke von Kalkgeschieben her. Linth-Escher bestätigte im folgenden Jahr das Vorkommen der Kalksteingerölle mit Eindrücken an den nordöstlichen Ufern des Züricher Sees, bemerkt aber — wie aus Blums spätern Erklärungen hervorgeht, mit Unrecht, — dass solche Eindrücke sich niemals an quarz- und feldspathhaltigen Gesteinen vorfänden. In der Nagelflue von Dirnten bei Rapperswyl sind fast alle Kalkgeschiebe mit oft so tiefen Eindrücken versehen, dass bei den kleinern haselnussgrossen Stücken zwischen den Eindrücken an den entgegengesetzten Seiten häufig nur eine sehr dünne

Scheidewand übrig bleibt. Die Geschiebe haben wiederum in denjenigen Geschieben Eindrücke verursacht, von welchen sie selbst solche erhalten haben. Linth-Escher fand dieselbe Erscheinung an den Nagelfluegeröllen des Tertiärbeckens von Marseille und an denjenigen von Mézel und St. Gaubert, westlich von Digne. Auch im Canton Appenzell, zwischen Gersau und Weggis auf der Scheideck, im Högau nördlich vom Bodensee beobachteten sie Wissmann und Lortet. Nöggerath, dem man eine bis zum Jahr 1853 reichende vollständige Literaturzusammenstellung verdankt, sah am nördlichen Bodensee-Ufer bei Bregenz gelbliche Kalksteine mit oft halbzolltiefen Eindrücken, die hier so häufig sind, dass man auf jedem Gerölle Spuren davon wahrnimmt und oft auf einem einzigen Gerölle 50 derselben zählt. Daubrée wies sie im Kalksteinconglomerat von Delemont im Canton Bern nach. Sehr ausführliche Mittheilungen machte Paillette über solche Quarzgeschiebe in Conglomeraten des Steinkohlengebirges von Villa bei Sama und zwischen Olloñego und Mieris in Spanien; manche Gerölle sind in der Art zerdrückt, dass sie sternförmige Zerspaltungen zeigen (cailloux étoilés); die Concavitäten der blos mit Eindrücken versehenen glatten Geschiebe erscheinen unter der Loupe matt und rauh, wie mit Sand abgerieben. Auch in andern Conglomeraten der Steinkohlenformation hat man die Gerölle mit Eindrücken aufgefunden. v. Dechen wies solche gegenseitigen Eindrücke an den baumnuss- bis haselnussgrossen Quarzgeschieben des Steinkohlenconglomerats von Eschweiler bei Aachen nach; nach Favre zeigen auch die Geschiebe des Conglomerats von Valorsine in Savoyen dieselben Alterationen wie die im spanischen Steinkohlengebirge. In der spanischen Buntsandsteinformation von Checa in Valencia wurde von de Verneuil dieselbe Erscheinung an Geröllen beobachtet, von Württenberger an denen im untern bunten Sandstein von Frankenberg in Kurhessen; Köchlin - Schlumberger fand triasische Gerölle mit Eindrücken und sternförmigen Zerspaltungen im Vogesensandstein von Gebweiler.

Die Frage über die Entstehung der Eindrücke auf den Geschieben ist, so viele Ansichten sie auch schon hervorgerufen hat, immer noch nicht unzweifelhaft entschieden, in letzterer Zeit jedoch wie es scheint, ihrer Lösung näher gerückt. Lortet war der Meinung, dass die Eindrücke nicht durch Reibung erzeugt seien, indem

sie sonst stets kreisrund sein müssten, sondern dass die Geschiebe in einem Bade von kohlensaurem Kalk befindlich waren, für den überschüssige Kohlensäure das Lösungsmittel darbot. Paillette stellte Versuche über die Einwirkung einer Schraubenpresse auf Quarzgeschiebe an, welche schon durch einen verhältnissmässig geringen Druck der Schraube zerbrachen; waren die Geschiebe mit feinem Sand umgeben, so erhielten sie durch den Druck eine matt geriebene Oberfläche. Er hält dafür, dass die stark zerquetschten Geschiebe unter erhöhter Temperatur mit kohlensaurem Kali getränkt und durch dasselbe erweicht worden seien; die wenig tiefen Eindrücke mit rauher Oberfläche betrachtet er als das Produkt einer zitternden Bewegung (mouvement de trépidation) bei der Dislocation des Steinkohlengebirgs. Favre glaubt die Erweichung der Geschiebe blos dem Einfluss der Gesteinsfeuchtigkeit (eau de carrière) zuschreiben zu dürfen, wobei der Eindruck durch die Schwere der aufliegenden Massen erfolgt sei, eine Ansicht, welcher sich B. Studer in seiner Geologie der Schweiz anzuschliessen scheint; auch Fournet schreibt die Erscheinung einer »imbibition de l'acide carbonique et de l'eau« zu. Im Jahre 1857 stellte Daubrée Versuche über die Bildung dieser Eindrücke an; er liess auf zwei aneinander liegende Kalksteinkugeln eine schwach gesäuerte Flüssigkeit langsam herabtropfen; diese zog sich durch die Capillarität immer vorzugsweise nach den Contactstellen und griff hier allein die Kugeln merklich an; waren dieselben von ungleicher Grösse und aus zweierlei Kalkarten gebildet, so wurde immer eine derselben hauptsächlich angegriffen und es entstand endlich eine wirkliche Vertiefung, mit der die Kugeln in einander passten. Druck und Erweichung kommen also hier gar nicht ins Spiel. Reich und v. Cotta haben diese Wirkung schwacher Säure auf übereinandergelagerte Kalksteingeschiebe durch ihre Versuche bestätigt gefunden. G. Bischof hatte schon früher ähnliche Versuche ausgeführt: ein belastetes, auf einer Marmorplatte ruhendes und mit Wasser, dem einige Tropfen Salzsäure zugesetzt waren, begossenes Quarzgeschiebe brachte auf jener in kurzer Zeit einen deutlichen Eindruck hervor; der Versuch gelang bei stärkerer Belastung sogar mit destillirtem Wasser; es wirkte selbst Quarz auf Marmor ohne Gegenwart von Wasser und Marmor auf Marmor bei Gegenwart desselben. Merkwürdig bleibt es immerhin, dass sehr häufig das

weichere Geschiebe in dem härtern einen Eindruck hervorgerufen hat. Sorby führte mikroskopische Untersuchungen an Dünnschliffen von Nagelfluegeröllen mit Eindrücken aus und fand, dass die Parallelstreifen, welche die Schichtung des Kalksteins anzeigen, durch die Eindrücke anderer Gerölle keine Aenderung ihrer Lage erfahren haben, dass ferner bisweilen von den Eindrücken aus das Gerölle zerklüftet erscheint und dass die Oberfläche des Geröllabdrucks häufig mit einem dünnen Ueberzug desjenigen bituminösen Körpers versehen ist, welcher durch Auflösen des Kalksteins in verdünnter Salzsäure als schwarzer Rückstand übrig bleibt Er erklärt sich daher mit Recht gegen die Annahme eines frühern plastischen Zustandes der Gerölle und schliesst, dass sich die Eindrücke durch den Umsatz von mechanischer Kraft in chemische Wirkung erklären lasse; aus den Verschiedenheiten der Textur leitet er die Erscheinung ab, dass nur gewisse Gerölle Eindrücke erhalten haben.

Lortet, N. Jahrb. f. Min. 1836. 196. ebendas. 339; auch 1843. 296.
R. Blum, N. Jahrb. f. Min. 1840. 525.
Linth-Escher, N. Jahrb. f. Min. 1841. 450.
Ad. Paillette, Bull. d. l. soc. géol. de France (2) VII. 1850. 30.
Favre, Bull. d. l. soc. géol. (2) VII. 1850. 44.
Lortet, Annales de la société nationale d'agriculture, d'hist. nat., et des arts utiles de Lyon 1851.
de Verneuil, Bull. d. l. soc. géol. (2) X. 116.
Deicke, N. Jahrb. f. Min. 1853. 801, auch 1860. 219 und 1864. 313.
Nöggerath, Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt 1853. 667.
Bischof, Verhandl. der niederrhein. Gesellsch. 12. Apr. 1855. N. Jahrb. f. Min. 1855. 838.
Köchlin-Schlumberger, Bull. d. l. soc. géol. (2) XII. 1855. 87.
Daubrée, Comptes rendus 1857. XLIV. 823; auch N. Jahrb. f. Min. 1858. 106.
Reich u. v. Cotta, Berg- u. Hüttenmännische Zeitung 1858. 107.
Fournet, Bull. d. l. soc. géol (2) XVI 1859. 1103.
Württenberger, N. Jahrb. f. Min. 1859. 153.
v. Cotta, Berg- u. Hüttenmännische Zeitung 1859. N. 38. 348.
Gurlt, Niederrh. Ges. f. Natur- und Heilk. zu Bonn. 1860. 4. April.
Sorby, N. Jahrb. f. Min. 1863. 801.
v. Dechen, N. Jahrb. f. Min. 1863. 804.

Noch ist der Erscheinung zu gedenken, dass manche Kalksteingeschiebe von cylindrischen Löchern durchbohrt sind, welche von Pholaden herrühren, wie die vom Mont du Chat bei Bourget, und dass die von Gletschern fortbewegten Geschiebe an ihrer Oberfläche manchmal Schrammen und Kritzel zeigen.

Zerbrochene Gerölle, welche wiederum verkittet sind, eine Erscheinung, welche in mehrern Conglomeraten vorkommt. Die Gerölle sind zerspalten, die beiden Theile mehr oder weniger gegen einander verschoben und in dieser Lage abermals cämentirt; manchmal sind die Gerölle in mehrere Stücke zerbrochen. Die Nagelflue von St. Gallen in der Schweiz, das Steinkohlenconglomerat von Waldenburg in Schlesien, von der Heumühle im Striegisthale in Sachsen, die devonischen Conglomerate von Arbroath in der Grafschaft Forfar und von Stonehaven in der Grafschaft Kincardine (Schottland), das Conglomerat aus Klausbach, nördlich von Kufstein enthalten solche Gerölle.

Blum, N. Jahrb. f. Min. 1840. 526.
Trevelyan, Qu. journ. of the geol. soc. I. 147.
v. Carnall, Zeitschrift d. d. geol. Ges. VI 662.
v. Cotta, geologische Fragen 1858. 210.

Hohle Gerölle. Auf das eigenthümliche Vorkommen hohler klastischer Gesteinsfragmente machte zuerst 1836 v. Cotta aufmerksam; er fand in der Kalksteinbreccie von Tharand in Sachsen eckige Kalksteinbruchstücke, die im Innern hohl und zum Theil in Braunspath umgewandelt sind. In ausgezeichneter Weise zeigen nach Haidinger diese merkwürdige Erscheinung die dunkelgrauen Kalksteingerölle, welche östlich von Lauretta im Leithagebirge in einem hellgelblichgrauen lockern aus zerstörten Korallenresten bestehenden Kalkstein liegen. Die Gerölle sind durch einen eigenthümlichen Zersetzungsprocess im Innern mehr oder weniger ausgehöhlt, oft so, dass nur eine dünne Rinde übrig bleibt, bisweilen ist sogar das ganze Gerölle verschwunden. v. Morlot fand ebenfalls hohle Kalksteingerölle zwischen St. Michael und Kaisersberg in Steiermark; manche enthalten im Innern etwas Quarzsand, der bei der Zersetzung als unlöslich zurückblieb. Hohle Geschiebe im tertiären Sandstein entdeckte Kosztka bei Szlanipotok im Agramer Gebirge in Croatien. G. Württenberger beschrieb hohle Geschiebe, die bei Frankenberg in Kurhessen in einem Conglomerat vorkommen, welches den untern Buntsandsteinschichten angehört. Die obern Gerölle bestehen dort aus Dolomit, die untern aus Kalkstein. Die Dolomitgeschiebe, welche die innere Aushöhlung zeigen, sind aus den Kalkgeschieben entstanden, indem magnesiacarbonathaltende kohlensäurereiche Wasser von obenher eindrangen und bis zu einer

gewissen Tiefe umwandelnd wirkten. Diesem Process der Dolomitisirung ist auch die Aushöhlung der davon betroffenen Geschiebe zuzuschreiben, dieselbe Erscheinung, welche die Pseudomorphosen von Bitterspath nach Kalkspath in ihrem Innern zeigen: bei der Vereinigung der kohlensauren Magnesia mit dem kohlensauren Kalk wird nämlich zugleich durch das kohlensäurehaltige Wasser eine grosse Menge kohlensauren Kalks aus dem Innern aufgelöst und weggeführt. Ein ähnlicher Process mag auch bei den andern Vorkommnissen hohler Geschiebe von Statten gegangen sein.

v. Cotta, Geognostische Wanderungen I. 13. Geologische Fragen 1858. 195.

Haidinger, Sitzungsber. der Wiener Akademie d. W. 1856. 15. Juli.

v. Morlot in Haidinger's Ber. über Mitth. von Freunden der Naturw. III. 102. Erwähnt auch hohle Kalksteingeschiebe aus der Umgegend von Raibl, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. 1850. 261.

Württenberger, N. Jahrb. f. Min. 1859. 153.

Manchmal besitzen die Gerölle an ihrer Oberfläche einen Ueberzug eines fremden Minerals in einer dickern oder dünnern Schicht. So sind die meisten Quarz-Gerölle des Vogesensandsteins theils mit einer nur drusig-krystallinischen Rinde, theils mit förmlichen kleinen Krystallen von Quarz überzogen, wie Daubrée und Köchlin-Schlumberger bestätigen. Viele dieser Quarzgerölle des Vogesensandsteins zeichnen sich dadurch aus, dass ihre Oberfläche einen Anblick gewährt, als ob sie mit einer ätzenden Flüssigkeit behandelt wäre; der Verlauf der einzelnen Quarzindividuen, welche das Gerölle zusammensetzen, tritt dadurch meistens deutlich hervor; es ist eine ähnliche Erscheinung, wie sie polysynthetische Quarzkrystalle zeigen, welche mit Flusssäure geätzt worden sind, wodurch auch die einzelnen Individuen ihre gegenseitigen Begrenzungen zu erkennen geben. Naumann fand auch die Gerölle des dem Steinkohlengebirge angehörenden Gneissconglomerats von Flöha in Sachsen vielfach mit einem Quarzüberzuge bekleidet. In sehr zahlreichen Fällen ist die Substanz, die sich auf der Oberfläche der Gerölle niedergeschlagen hat, metallischer Natur und hauptsächlich spielen Verbindungen des Eisens dabei eine Rolle. Wie sich heutigen Tags Geschiebe mit einer Eisenkies-Rinde überkrusten, wies Forchhammer nach, der beobachtete, dass auf der Ostsee-Insel Bornholm durch eine eisensulphathaltige Quelle, welche sich in das Meer ergiesst, auf den Geröllen am Strande vermittelst der redu-

cirenden Wirkung des in der Nähe verwesenden Tangs, Eisenkies niedergeschlagen wird (Journal f. pract. Chemie XXXVI. 385). Dieselbe Ueberrindung mit einer glänzenden Eisenkiesschicht erfahren die Rheingeschiebe in der Nähe des Sauerbrunnens von Roisdorf bei Bonn. Allgemein verbreitet sind dünne Eisenoxydhäute über den Geröllen des Rothliegenden, welches sogar daher seinen Namen trägt; nicht minder häufig sind die Gerölle des Diluviums mit einem Eisenoxydhydrat-Anfluge bedeckt. Im Petersgrunde bei Meisdorf finden sich Pyrolusitkrusten über den Geröllen des Rothliegenden von Zoll-Dicke. Einen eigenthümlichen Ueberzug von Anthracit über den Granit- und Gneissgeröllen in dem Conglomerat bei den Thermen von Plombières in den Vogesen erwähnt Puton im Bull. d. l. soc. géol. (2) 1847. IV. 1411.

Die Sandsteintextur oder Psammittextur, wie sie Naumann nach der von Hauy und Al. Brongniart für die Sandsteine vorgeschlagenen Bezeichnung Psammit (von ψαμμός, der Sand) benannte, tritt dann ein, wenn die Grösse der verkitteten Trümmer die einer Erbse nicht übersteigt und abwärts bis zu der von Mohnkörnern herabreicht, kurz diejenige gröberer oder feinerer Sandkörner zeigt. Das verbindende Cäment ist verschiedener, manchmal krystallinischer Natur. Die einzelnen kleinen Trümmer haben meist körnige Gestalt mit wenig abgerundeten Ecken, bisweilen finden sich aber auch ausgebildete Krystalle darunter. In manchen Sandsteinen gehören die Körner ein und demselben Mineral an, so z. B. besteht der bunte Sandstein fast ausschliesslich aus Quarzkörnern; andere Sandsteine indessen sind aus den Trümmern verschiedenartiger Gesteine und Mineralien zusammengesetzt, wie der Grauwackensandstein aus Quarzkörnern, Feldspathbruchstückchen, Glimmerblättchen und andern psammitischen Elementen. Manchmal bringen diese Glimmerschuppen, wie schon früher erwähnt, durch ihre parallele Anordnung eine Schieferung des klastischen Gesteins hervor. Wenn die verschiedenen Mineralien angehörenden Körner eines klastischen Gesteins scharfkantig und unverwittert sind, dabei das Bindemittel fast ganz zurücktritt, so erlangt dieses regenerirte Gestein oft eine täuschende Aehnlichkeit mit einem ursprünglichen krystallinischen, eine Aehnlichkeit, die schon oft zu Verwechselungen geführt hat. Einige Sandsteine, z. B. manche der Braunkohlenformation, sind so innig mit porodiner Cämentmasse (Opal) imprägnirt,

dass sie ein vollständig homogenes Aussehen gewinnen, welches sie selbst bei starker Vergrösserung bewahren.

Bei der Schlammtextur (oder Pelittextur Naumann's, von πηλός, Lehm, Schlamm) zeigen die klastischen Elemente noch geringere Dimensionen, indem sie nur feine Staubkörnchen oder Schüppchen darstellen, so dass das Gestein das Aussehen eines eingetrockneten Schlamms hat. Die pelitischen Gesteine erscheinen meist als homogene, oder feinerdige Massen, welche ebenfalls aus den Trümmern entweder nur eines oder mehrerer Mineralien zusammengesetzt sind. Gesteinsbruchstücke stellen diese klastischen Elemente ihrer Kleinheit wegen nicht mehr dar. Es leuchtet ein, dass bei dieser grossen Feinheit der Mineraltheile ein dicht erscheinendes klastisches Gestein nur ungemein schwer von einem dicht erscheinenden krystallinischen Gestein zu unterscheiden ist; auch das Mikroskop versagt hier seine Hülfe, wenn es nicht mit demselben gelingt, das meist aus kohlensaurem Kalk oder Thon bestehende Cäment nachzuweisen. Ueberhaupt ist die mineralogische Zusammensetzung dieser ausserordentlich feinkörnigen Massen noch ziemlich unbekannt. In dieser Abtheilung der klastischen Gesteine ist die Schieferung allgemein verbreitet (Schieferthon, Grauwackenschiefer, Thonschiefer), wozu namentlich der grosse Gehalt an meist parallel gelagerten Glimmerblättchen, Talk- und Chloritschüppchen beiträgt. Einen porphyrartigen Habitus gewinnen dieselben durch beigemengte vereinzelte grössere Fragmente oder accessorische Bestandtheile.

An diese Gesteine, welche aus einem Schlamm mechanisch zerriebener krystallinischer Gesteine entstanden sind, schliessen sich, kaum von ihnen unterscheidbar, diejenigen an, welche aus der chemischen Zersetzung praeexistirender Gesteine hervorgegangen sind, und welche Naumann dialytische oder limmatische nennt; dahin gehören Kaoline, Thone. Auch ihr Aeusseres lässt keine scharfe Trennung zu, da sie gleichfalls meistens einmal eine schlammartige Consistenz besessen haben. Uebrigens brauchen diese Massen nicht immer aus der Zersetzung krystallinischer Gesteine herzurühren, sondern es können auch klastische Gesteine sein, deren Zersetzungsschlamm abermals cämentirt wurde.

Es braucht kaum darauf aufmerksam gemacht zu werden und ist im Verlauf schon mehrfach angedeutet worden, dass ein und

dasselbe Gestein mehrere Texturverhältnisse vereinigt aufzuweisen vermag; so z. B. kann ein Gestein mit Schiefertextur zugleich porphyrartig sein, ein porphyrartiges Gestein kann zugleich Mandelsteingefüge besitzen, Sandsteine können mehr oder minder vollkommene Schieferung aufweisen u. s. w.

Bisher ist bei den Trümmergesteinen immer ein Cäment vorausgesetzt worden, welches die einzelnen Fragmente zu einer festen Masse verband. Daneben sind die losen in ihren Theilen unzusammenhängenden Trümmermassen zu erwähnen, die Anhäufungen unverbundener Gerölle, der lose Sand, Gruss, mancher Kalktuff, in gewissem Sinne auch die vulkanische Asche, die Lapilli. Vielfach gehen diese losen unzusammenhängenden Massen in vollständig feste, durch Bindemittel verkittete Gesteine über, z. B. manche lose Gerölle in compacte Conglomerate.

Accessorische Bestandmassen, Concretionen, Secretionen, Einschlüsse.

Die accessorischen Bestandmassen, jene in den Gesteinen eingeschlossenen Mineralaggregate (vgl. S. 7), welche nicht zur wesentlichen Zusammensetzung derselben gehörend, ihrer mineralischen Natur nach von der der eigentlichen Gesteinsmasse abweichen, verdienen noch eine nähere Erwähnung.

Nach dem Vorgange von Naumann lassen sich die meisten accessorischen Bestandmassen der Gesteine sehr zweckmässig auf zwei Hauptformen zurückführen, welche man als Concretionsmassen und Secretionsmassen bezeichnen kann. Der hauptsächlichste schon durch den Namen theilweise angedeutete Unterschied beruht darin, dass die Concretionsmassen sich innerhalb eines Gesteins durch Zusammenziehung eines von ihm verschiedenen Minerals oder Mineralaggregats gebildet haben, wobei also die äussersten Theile derselben die zuletzt entstandenen sind, die Secretionsmassen dagegen immer an das frühere Vorhandensein eines leeren Raumes gebunden sind, den sie in solcher Weise ausgefüllt haben, dass die äussersten Theile ihrer Masse die zuerst gebildeten sind. Darin, dass bei beiden Erscheinungen, sowohl denen der Concretion als der Secretion die Substanz von der des umhüllenden Gesteins verschieden ist, liegt ein specifischer Gegensatz gegen andere Massen ähnlicher Form und ähnlichen Vorkommens begründet.

In der Gestaltung der Concretionsmassen ist eine auffallende Hinneigung zur Bildung kugeliger Formen zu erkennen. Die Contouren der Concretionen sind meist gegen das umgebende Gestein abgegränzt, und nur dann ist die Grenze eine weniger deutliche, wenn das Material der Concretionsmasse substantiell bloss eine Varietät von dem des Gesteins ist, wie dies auch durch den Bildungsprocess solcher Concretionen erklärlich ist. Nach der wesentlichen Gestalt kann man folgende Arten von Concretionen hervorheben:

Krystallgruppen. Viele Krystalle, welche ein und demselben Mineral angehören, gehen vom Mittelpunkt der Gruppe aus und sind nach aussen hin mit dem grössten Theil ihrer Länge frei ausgebildet. Die Zusammenziehung der Substanz findet hier nach einem Punkte hin statt. Gypse und Eisenkiese bilden solche Krystallgruppen in Thonen und Mergeln, Schwerspathe, mit Sand gemengt im Sande, z. B. dem tertiären von Wiesbaden und Kreuznach, Kalkspath ebenfalls mit Sand vermengt im tertiären Sande von Fontainebleau. Die Kupferlasur im Sande von Chessy bei Lyon formt gleichfalls solche Krystallgruppen.

Kugelige und sphaeroidische Concretionen stehen im Anschluss an die Krystallgruppen; die einzelnen Krystalle sind so innig mit einander verbunden, dass höchstens die äussersten Enden frei ausgebildet sind; damit ist dann meistens eine radial-strahlige oder -faserige, manchmal auch eine concentrisch-schaalige Structur verbunden. Je feinkörniger und dichter die Zusammensetzung wird, desto mehr geht diese strahlige und schaalige Structur verloren. Kalkspath, Gyps, Eisenkies bilden solche kugeligen Concretionen in Kalksteinen, Mergeln, Thonen und andern Gesteinen, Hornstein und Jaspis in Sandsteinen; bei den letzten Concretionen zeigt es sich deutlich, wie ihre Contouren meist mehr oder weniger verwaschen sind. Der dichte Kalkstein des Vogelbergs bei Hyères im südlichen Frankreich enthält nach Saussure bis zu 3 Fuss grosse weingelbe, concentrisch-schaalige und radial-strahlige Kalkspathkugeln. Eigenthümliche zoll- bis fuss-dicke kugelige Concretionen erwähnt Burkart aus dem Conglomerat des Rothliegenden bei Heddesheim und Winterburg unweit Kreuznach. Sie bestehen aus concentrischen Schaalen und sind im Innern hohl; die innersten Schaalen werden aus Braunspath und Arragonit, die äussersten Krusten aus Eisenocker oder braungelbem thonigem Sand gebildet. In den innern

Hohlraum ragen bisweilen Schwerspathkrystalle hinein (Nöggerath, das Gebirge in Rheinland-Westphalen IV. 127).

Traubige und nierenförmige Concretionen: sie sind aus vielen nur theilweise ausgebildeten sphäroidischen Concretionen zusammengesetzt; bei ihrer Bildung waren also mehrere Mittelpunkte der Anziehung wirksam. Sphaerosiderit in Schieferthonen und Thonen, Braunspath in Dolomiten, Eisenkies in Schieferthonen. Die meisten sind innen dicht, andere hohl, andere umschliessen lose Körper als sog. Klappersteine.

Linsenförmige Concretionen, ellipsoidisch gestaltete Nieren von flacher Form, deren Durchmesser oft zu mehrern Fussen anwächst. Sehr häufig ist das Innere derselben in Folge der Contraction der Masse von regellosen Spalten und Klüften durchzogen; die Wände dieser Klüfte sind entweder mit einzelnen Krystallen bekleidet oder der ganze Spaltenraum ist mit diesen fremden Mineralmassen (Kalkspath, Braunspath, Eisenspath, Eisenkies, Bleiglanz, Zinkblende) ausgefüllt; diese letztern innerhalb der linsenförmigen Concretionen vor sich gehenden Absätze gehören zu den später zu erwähnenden Secretionen. Die Richtung der Klüfte ist meist senkrecht auf dem grössten Durchmesser der Concretion, daher zeigt der Durchschnitt derselben ein förmliches Geflecht unregelmässig sich verzweigender Adern, welche in der Mitte breiter sind, nach dem Rande der Concretion zu sich allmählich verschmälern, endlich ausspitzen. Die in Thonen und Schieferthonen ausgeschiedenen dichten Mergel- und Sphaerosideritmassen bilden hauptsächlich solche linsenförmigen Concretionen; die säulenförmig zerklüfteten Mergellinsen nannte man früher Säulenmergel, jetzt begreift man diese Bildungen unter dem Namen Septarien; die thonigen Gesteine, in denen sie sich häufig finden, heissen nach ihnen Septarienthone. Manchmal gewahrt man im Innern der Septarien den Ueberrest eines organischen Körpers, der die Veranlassung zur Ansammlung ihrer Masse innerhalb des Gesteins geboten hat. Die isolirten Septarien zeigen oft, wenn sie starken Abspülungen durch Wasser ausgesetzt waren, auf ihrer Oberfläche die Adern der härtern Mineralien als ein rippenförmig hervortretendes Netzwerk.

Knollige Concretionen, deren Gestalt ihr Name andeutet; zu diesen sehr häufigen Concretionsformen gehören z. B. die erhärteten Mergelknollen im Löss oder Lehm (die sog. Mergelkindchen oder

Lösspüppchen), die analog den linsenförmigen Concretionen oft im Innern hohl oder zerborsten sind; ferner die Knollen von Feuerstein in der Kreide (Insel Rügen, Aachen, Paris, Champagne, Galizien), sowie die von Menilit im Klebschiefer (Menil-le-Montant bei Paris) und in Süsswassermergel (Puy du Mur bei Clermont in der Auvergne). Nach Gergens kommen bei Hahnheim in Rheinhessen 1—5 Fuss grosse kugelige, ellipsoidische und kegelförmige feste Concretionen von feinkörnigem Sandsteine im Löss des Rheinthals vor (N. Jahrb. f. Min. 1855. 172). v. Cotta berichtete (N. Jahrb. f. Min. 1854. 674) über kugelförmige, ellipsoidische, nierenförmige Sandsteinconcretionen, welche sowohl einzeln als zu Gruppen verbunden, in sehr weiter Verbreitung den siebenbürgischen tertiären Mergelschiefern und Sandsteinen zwischen Klausenburg und Bistritz eingelagert sind und von Kopfgrösse bis zu einem Durchmesser von 6 Fuss anwachsen. Sie zeigen im Innern eine den einschliessenden Schichten entsprechende Schieferung. Foith erwähnte schon früher ähnliche Bildungen aus der Molasse der Wallachei. An die knolligen Concretionen schliesst sich, grösstentheils zu ihnen gehörend, noch eine Reihe von Concretionsbildungen an, die man wegen ihres besondern Vorkommens oder ihrer eigenthümlichen Form zum Theil mit eigenen Namen belegt hat; obschon solche zufälligen Gestaltungen gar wenig Interesse darbieten, seien einige davon erwähnt:

Kunkurs sind Concretionen von Kalk, welche bis zum Durchmesser mehrerer Fusse anschwellen und in ungeheurer Masse im Alluvialboden Vorderindiens liegen. (Oberst Sykes in Transact. of the geol. soc. 1836. 420; Malcolmson ebend. 1840. 546; Newbold in Edinburgh new philos. journ. XL. 1846. 205; Greenough in Comptes rendus XL. 1855. 348). Aehnliche Concretionen sah Russegger in den alten Schlammabsätzen des obern blauen Nil in Sennaar (N. Jahrb. f. Min. 1838. 300); sie sind von kalkig thoniger Masse, häufig im Innern hohl und da mit mikroskopischen Krystallen von kohlensaurem Kalk überdrust.

Laukasteine nannte Reichenbach die vielgestalteten Concretionen aus der Gegend von Olomuczan und Blansko in Mähren, welche aus kohlensaurem Kalk bestehen, der mit Thon und Sandkörnchen innig gemengt ist; sie wurden später von Glocker (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1853. V. 638) und sehr ausführlich von Reuss (Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. 1854. 690) beschrieben.

Zu den knolligen Concretionen gehören auch die sog. Augen- und Brillensteine, welchen Ehrenberg den Namen Morpholithen (auch Krystalloide, wenig passend, weil diese Gebilde gar nichts mit Krystallen zu thun haben und nicht einmal krystallähnliche Gestalt besitzen) gab (N. Jahrb. f. Min. 1840. 679). Es sind rundliche oder plattgedrückte, nierenförmige Knollen mit concentrischen Wülsten und Ringen umgeben, welche häufig zu zweien oder auch mehrern mit einander verwachsen sind. Sie finden sich zu Denderah in Aegypten.

Aehnliche Bildungen sind die bekannten sog. Marlekor oder Näkkebröd, welche man vielorts in Schweden, z. B. in der Gegend von Nyköping, von Upsala, antrifft und welche schon Linné unter dem Namen Tophus ludus anführt. Auch Erdmann beschrieb sie ausführlich (N. Jahrb. f. Min. 1850. 34 und Vägledning till Bergarternas Kännedom 1855. 17). Es sind Mergel von allerlei, oft überraschend regelmässigen Formen, gedrechselten Dosen, Pfropfen, Scheiben ähnlich, rundlich oder oval, bald einzeln, bald zu zwei, seltener zu drei verbunden, häufig von concentrischen Wülsten umgeben; manche bestehen aus schaalenförmigen Umhüllungen, und Erdmann fand, dass bei einem Marlekor aus der Gegend von Nyköping die Mittelniere 56 pct., die nächste 52 pct., der äussere Mantel nur 44 pct. kohlensauren Kalk enthält, während das Thonlager, worin die Marlekor eingebettet sind, keine Spur kohlensauren Kalk besitzt; daneben durchzieht deutliche Schieferung die ganze Masse der Marlekor. Hieran schliessen sich die von Wilander aufgefundenen Mergelknollen, welche in einem blauen Thonlager bei Tunaberg in Schweden liegen und eine ähnliche Gestaltung zeigen. Nach Quenstedt fehlen ähnliche Bildungen in deutschen Lehmbildungen nicht, z. B. bei Cannstadt, wo sie aber viel erdiger sind.

Verwandt sind hiermit die von Lipold (Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. V. 1854. 396) erwähnten Concretionen in einem braunen, den jurassischen Oberalmer-Schichten angehörenden Kalkstein bei Hallein. Sie haben einen Kern von Kalkstein, um welchen flache parallele Hornsteinlagen herumsitzen, so dass die Oberfläche ringsum gestreift erscheint.

Anzuführen sind hier noch die in einem grauen sandigen Schieferthon liegenden sog. Imatrasteine von der Stromschnelle Imatra des die Verbindung zwischen dem Ladoga- und Saima-See

herstellenden Flusses Wuoxen in Finnland. Es sind rundliche abgeplattete oder scheibenförmige Concretionen von kohlensaurem Kalk, vermengt zur Hälfte mit Sand und Thon. Auf ihrer Oberfläche verlaufen ringförmige Rippen und Furchen, die sowohl unter sich als der Schichtung des umhüllenden Gesteins parallel sind. Häufig sind diese platten Knollen zu zweien oder dreien seitlich mit einander verwachsen, wodurch Gestalten ganz analog den Brillen- und Augensteinen entstehen. Diese Imatrasteine haben vielseitige Deutung erfahren. E. Hoffmann (Geognostische Beobachtungen auf einer Reise von Dorpat nach Abo 1837), Ehrenberg und Virlet d'Aoust (Bull. d. l. soc. géol. (2) 1845. II. 219 und IV. 27), J. H. Müller (N. Jahrb. f. Min. 1861. 304) erklären sie wohl mit Recht als kalkige Concentrationen innerhalb des sandigen Schieferthons. Parrot, welcher unnöthiger Weise nach Anzahl der zusammengewachsenen Knollen monotype, ditype, tritype u. s. w. unterschied, (vgl. Mém. de l'acad. de St. Petersbourg 1840. V; auch N. Jahrb. f. Min. 1840. 714) sah in ihnen versteinerte bis jetzt unbekannte Weichthiere, wozu ihn u. a. die petrefactenähnliche Gestalt verleitete. Kutorga (Geogn. Beobachtungen im südl. Finnland 1851) hält sie für schieferige Kalksteinfragmente, deren Oberfläche durch Wasser abgeschliffen sei. Ulex fand in ihnen: kohlensauren Kalk mit wenig Magnesia 51.1; Kieselsäure 31.8; Thonerde 8.2; Eisenoxyd 6.5; Manganoxyduloxyd 2.4. Auch die abgeplatteten zu zwei und zwei durch einen cylindrischen Stil mit einander verbundenen Kugeln, welche nach Macculloch in den thonigen Kalksteinen der schottischen Insel Sky liegen, gehören hierher.

Plattenförmige Concretionen sind von zwei parallelen, theils ebenen, theils wellig gebogenen Flächen begrenzt, und keilen sich an ihren Rändern aus. Faserkalk, Fasergyps, faseriges Steinsalz erscheinen häufig in dieser Form. Die plattenförmigen Concretionen haben sich entweder von einer ihrer Flächen als Unterfläche aus gebildet, wobei die sich auf dieser allmählich zur Form einer Platte absetzende Substanz die auflagernden Gebirgsmassen in die Höhe hob, oder sie haben sich von beiden Begrenzungsflächen so entwickelt, dass die innersten Theile die zuerst gebildeten Absätze waren. Im letztern Falle sind sie aus zwei symmetrischen Hälften zusammengesetzt, welche durch eine im Querbruch wohl erkennbare Linie von einander getrennt sind.

Bei der Besprechung der Concretionsmassen seien auch die Gestalten des sog. Tutenkalks, Tutenmergels, Nagelkalks erwähnt, deren Natur und Bildung noch immer nicht ganz aufgeklärt ist; es sind spitze Kegel, aus vielen ineinander gesteckten faserigen Schaalen bestehend mit quer gerunzelter Oberfläche. Diese kleinen Kegel finden sich immer in grosser Anzahl dicht nebeneinander gefügt und bilden wenig mächtige Platten, indem die Spitzen einander zugekehrt und verschränkt, die Grundflächen mehr oder weniger parallel sind. Man kennt sie von Oestringen in Baden, Waldstetten in Würtemberg, sehr ausgezeichnet von Steierdorf bei Orawitza im Banat, Whitby in Yorkshire, Görarp in Schonen. Nöggerath fand dieselben Gestaltungen auch im Thonschiefer von Saarburg. Haidinger versuchte eine Erklärung (Sitzungsber. d. Wien. Akademie d. W. 1848. 29; vgl. auch Hausmann, Annalen der Wetterauischen Gesellschaft III. 25).

Wie schon oben hervorgehoben, bildeten sich die als Secretionsformen erscheinenden accessorischen Bestandmassen immer innerhalb eines praeexistirenden hohlen Raumes, und zwar in der Weise, dass dieser Hohlraum gewisse wässerige Ausscheidungen aus dem umgebenden Gebirge oder fremde Infiltrationen aufnahm, aus denen die Mineralabsätze vor sich gingen. Es ergibt sich aus dieser Art der Entstehung, dass die den Wandungen des Hohlraums zunächst liegenden Theile der Secretion die zuerst abgelagerten waren und dass überhaupt der ganze Bildungsprocess der Secretion von aussen nach innen erfolgte. Daher finden sich auch in der Mitte der Secretionen, in dem innern Theil des oft nicht gänzlich ausgefüllten leeren Raumes vielfach ausgebildete Krystalle, deren Spitzen immer nach innen gewandt sind, während die Enden der die Concretionen gruppenförmig zusammensetzenden Mineralien stets nach Aussen gekehrt sind. Ein weiterer Unterschied zwischen beiden Gebilden beruht noch darin, dass an der Zusammensetzung einer Secretion meistens mehrere, oft zahlreiche Mineralspecies oder Varietäten Theil nehmen, die Concretionen dagegen nur aus einer und derselben Substanz bestehen.

Zweierlei Gestaltungen sind es, unter denen die Secretionen hauptsächlich auftreten: Mandeln oder Geoden und Trümer oder Adern: die erstern bilden die Ausfüllung von rundlichen, die letztern die von spaltenartigen hohlen Räumen.

Was den Hohlraum anbelangt, in welchem die Mandeln sich ausgebildet haben, so ist derselbe von verschiedener Entstehung. Weitaus die meisten Mandeln sind Ausfüllungen eigentlicher Blasenräume, derjenigen leeren Räume, welche sich innerhalb der noch zähen Gesteinsmasse, durch die Expansion der sich in derselben entwickelnden Gase und Dämpfe ausbildeten. Die Blasenräume waren von sehr vielfacher Gestalt: bald kugel-, bald birnförmig, bald mandelförmig, bald nach einer Richtung langgestreckt schlauchförmig, bald an einem, bald an beiden Enden keilförmig zugeschärft, bald ganz unregelmässig gestaltet. In alten Eruptivgesteinen, welche nach Art der heutigen Laven im teigartigen Fluss gewesen sind, hat gewöhnlich eine Streckung der Blasenräume nach der Richtung der Bewegung stattgefunden. Ebenso wechselnd wie die Gestalt ist die Grösse der Blasenräume; ihr Durchmesser schwankt von wenigen Linien zu mehrern Fussen; gewöhnlich pflegt man bloss die kleinern dieser ausgefüllten Blasenräume Mandeln, die grössern aber Geoden zu nennen, ohne sich indessen stets streng an diesen Unterschied zu binden.

Die Mandel- und Geodenräume sind entweder vollständig oder nur zum Theil mit fremden Mineralien erfüllt, in welch letzterm Falle sie in der Mitte einen Hohlraum besitzen. Oft besteht die ganze Mandel nur aus einer mehr oder weniger dicken Kruste, welche die Innenwand des Blasenraums überzieht. Häufig sind die Mandeln, zumal die kleinern gänzlich von einem einzigen Mineral gebildet, bestehen z. B. ganz aus Quarz, Chalcedon oder Kalkspath; bei den stetig mit Kalkspath erfüllten Blasenräumen zeigt sich die eigenthümliche Erscheinung, dass diese Kalkspathmasse als ein einziges Individuum ausgebildet ist, da ihre rhomboedrischen Spaltungsrichtungen innerhalb der ganzen Mandel dieselben sind. Auch Schwerspath findet sich, wiewohl höchst selten als alleinige Ausfüllungsmasse.

Nicht minder häufig erfüllen aber mehrere Mineralien oder mehrere Varietäten desselben Minerals den ehemaligen Hohlraum je nachdem die einfliessende Lösung ihren Mineralgehalt veränderte. In diesem Falle stellen die einzelnen verschiedenen Bildungen meistens concentrische Lagen dar, die oft so fein sind, dass viele hundert mit einander abwechseln. In sehr schöner Ausbildung zeigen dies z. B. die Achatmandeln, bei denen zahllose zarte, verschieden ge-

färbte Achatstreifen in lauter dünnen fest mit einander verbundenen concentrischen Schichten übereinander lagern oder mit Amethyst- und wasserhellen Quarzlagen abwechseln. Das Innere dieser Achatmandeln bietet sehr häufig eine Krystalldruse, auch eine Stalaktitendruse dar und die Krystalle, welche so in den innersten Raum der Mandel hineinragen, sind oft sehr vollständig, fast um und um ausgebildet, so dass diese Mandeln eine der ergiebigsten Fundstätten wohlkrystallisirter Mineralien sind. Die gewöhnlichsten der Mandelmineralien sind: Quarz, Amethyst, Chalcedon, Kalkspath, Braunspath, Zeolithe, Schwerspath, Grünerde, Delessit. Die im Innern der Mandeln und Geoden befindlichen von den Wänden herabhängenden Stalaktiten und Stalagmiten haben meistens eine zapfen- oder keulenförmige Gestalt, und können, die Mandel mag jetzt eine Lage einnehmen, welche sie will, ursprünglich nur in senkrechter Richtung gewachsen sein.

Neben den concentrisch-schaaligen Lagen kommen auch horizontal-geschichtete Mineralabsätze in den Mandeln vor. Während die concentrischen Schichten die Folge der Adhäsion an den Mandelwänden sind, wurde der Absatz der parallel-horizontalen hauptsächlich unter dem Einfluss der Schwere vermittelt, weshalb die letztern auch durchschnittlich dicker sind. Der horizontale Absatz deutet wahrscheinlich darauf hin, dass die Flüssigkeit in grösserer Menge oder auch in grösserer Verdünnung in das Mandelinnere gedrungen war. Schon Leopold von Buch machte darauf aufmerksam, dass horizontale Ablagerungen weder in den Achatmandeln Deutschlands noch Frankreichs vorkommen, dass dagegen auf den britischen Inseln und im Norden von Europa überall horizontale Bildungen dieser Art zu beobachten sind. Auch in den ausgezeichneten Mandeln von Uruguay sind sie ganz gewöhnlich. Es ist immerhin ein eigenthümlicher Umstand, dass die Horizontalität der Mineralablagerungen in den Mandeln für ganze Länder durchweg ausgeschlossen erscheint.

Manchmal lassen sich noch in den Mandeln die Wege nachweisen, durch welche die mineralbildenden Lösungen in das Innere gelangt sind; man nennt sie Infiltrationsöffnungen oder Einspritzlöcher. Die concentrischen Lagen biegen sich nämlich an solchen Punkten gegen den Rand der Mandel zu in der Richtung nach aussen hin um. Bald sind diese Infiltrationsöffnungen, deren solche

Mandeln nicht bloss eine, sondern häufig mehrere besitzen, von der eingefüllten Masse ganz geschlossen; alsdann konnte, wenn die Mandel noch nicht vollständig gefüllt war, wegen der Verstopfung des Zufuhrcanals, nur eine geringe Quantität von Lösung mehr langsam durchschwitzen, welche gerade die prachtvollsten Krystalle im Innern erzeugte; bald findet man aber auch diese Infiltrationslöcher noch offen, weil die mineralabsetzenden Wasser nicht reichlich genug zuflossen.

Ausser den einfachen Mandeln erscheinen auch solche Gestalten, welche durch ihren Umriss deutlich zeigen, dass sie die Ausfüllung von zwei, drei und mehr zusammengetretenen Blasen sind; bei der Bildung dieser Blasen war der Gesteinsteig schon zu zähe, als dass die benachbarten sich zu einem abgerundeten Hohlraum vereinigen gekonnt hätten. Wird eine solche zusammengesetzte Mandel durchschnitten, so gewahrt man an der Art der schichtenweisen Ausfüllung unverkennbar, dass man nicht zwei oder mehrere nachträglich mit einander verbundene Mandeln vor sich hat, sondern dass die Ausfüllung in einem einzigen zusammenhängenden Hohlraum stattfand. Immer ist die Secretionsmasse ziemlich scharf von dem umgebenden Gestein getrennt.

Die später zu Mandeln ausgefüllten Blasenräume sind hauptsächlich in den kieselsäurearmen Eruptivgesteinen zur Ausbildung gelangt. Die kieselsäurereichern zeigen keine solche Neigung zur Bildung von Blasen, deren Ausfüllung überdies deshalb nicht so leicht erfolgte, weil die dazu nöthigen löslichen Substanzen in diesen Gesteinen in weit geringerer Menge vorhanden waren.

Die Hohlräume, in welchen sich Mandeln ausgebildet haben, können aber auch in einigen Fällen dadurch entstanden sein, dass grössere Krystalle oder einzelne Parthieen aus der Gesteinsmasse ausgewittert sind. Heymann glaubt, dass der ursprüngliche Hohlraum, in welchem der Absatz der Achatmandeln selbst der Melaphyre stattfand, kein eigentlicher Blasenraum war, sondern durch das Herauswittern einer zuerst in Delessit und dann in Grengesit umgewandelten Augitpartie entstanden ist.

Es erinnert diese Ansicht an die gewiss richtige Meinung von Jenzsch, dass die Hohlräume im böhmischen Phonolith durch Auswitterung von Hornblende gebildet seien (Zeitschr. d. d. geol. Ges. VIII. 37).

Kjerulf hat solche Beobachtungen am Augitporphyr von Holmestrand in Norwegen gemacht. Derselbe geht mit seinen scharf ausgebildeten Krystallen allmählich in einen Mandelstein über, welcher dadurch entsteht, dass Kalkspathknollen, von Grünerde umgeben, die Räume einnehmen, wo früher Augitkrystalle sassen. Die Kalkspathmandeln deuten durch ihre Form noch oft den ursprünglichen Augitumriss an. An den Felswänden von Holmestrand lassen sich alle Stufen der Umwandlung verfolgen, von dem frischen Augit durch den halbzersetzten, mit Kalkspath im Innern gemischten, bis zu dem ganz von Kalkspath und Grünerde, seinen Spaltungsproducten verdrängten. Kjerulf unterscheidet scharf diese Mandelsteinbildung von der ächten, in einer Ausfüllung von Blasenräumen bestehenden. »Wenn man einmal eine Lava an Ort und Stelle gesehen hat, kann man in dieser Structur nicht irren.«

Dann kann allerdings kein Zweifel an der Blasenraumnatur der Mandeln in alten Mandelsteinen obwalten, wenn man, wie dies bisweilen der Fall ist, nach dem Herauswittern der infiltrirten Mineralien gewahrt, dass ihre Innenwand nach Art der porösen Laven verschlackt ist (vgl. Melaphyr).

Tschermak unterscheidet neben eigentlichen Mandeln (solche in alten Laven und gewissen mandelsteinartigen Basalten), welche durch Ausfüllung praeexistirender Blasenräume entstanden sind, andere Vorkommnisse (Mandeln in Doleriten, Melaphyren, Diabasen, Augitporphyren u. s. w.), welche ihre Entstehung einer Zersetzung von Krystallen, namentlich von Feldspathkrystallen verdanken. Eine dritte Art von Mandeln soll durch Umwandlung von Geschieben in Conglomeraten entstehen. Boué hat gegen diese Anschauungen verschiedene Bedenken geäussert. Allgemein hat man diejenigen Gesteine, welche Mandeln enthalten, Mandelsteine genannt, und unterscheidet z. B. Basaltmandelstein, Melaphyrmandelstein, Grünsteinmandelstein.

Ueber Mandeln und Mandelbildung vgl.:

Lasius, Beobachtungen üb. das Harzgebirge. I. Th. Hannov. 1789. 269.

L. v. Buch in Leonhards mineralogisches Taschenbuch 1824. 480.

C. v. Leonhard, Characteristik der Felsarten 1823. I. 16.

W. Fuchs, Beiträge zur Lehre von den Erzlagerstätten 1846. 35.

J. Nöggerath in Haidingers Naturwissenschaftl. Abhandlungen 1849. III. 1. 93.

Kenngott in Haidingers Berichten 1851. IV. 71.

Volger, Studien zur Entwicklungsgeschichte der Mineralien 1854. 533. vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1848. 53.
Heymann, Sitzungsber. der niederrh. Ges. f. Nat. u. Heilk. v. 3. März 1863 in Verh. des nat. Ver. v. Rh. u. Westph. 1863. 107.
Kjerulf, Christiania-Silurbecken 1855. 21. 63.
Tschermak, Sitzungsber. d. Wien. Ak. d. W. 1863. XLVII. 102.
Boué ebendas. 1864. XLIX. 249.

Die Trümer oder Adern sind plattenförmige Secretionen von ebenen oder gekrümmten Flächen begrenzt; sie sind die Ausfüllungsmassen praeexistirender Spalten und Risse und es wurden von ihnen, wie bereits erwähnt, die äussersten Theile zuerst, die innersten Theile zuletzt gebildet. Die von derartigen Secretionsmassen durchzogenen Gesteine heissen geadert. Kalkspath, Braunspath, Chalcedon, Quarz, Amethyst treten am vorwaltendsten innerhalb der Gesteine in solchen Formen auf, welche in Entstehung und Ausbildung eine grosse Verwandtschaft mit den Erzgängen zeigen. Sehr häufig ist ganz analog wie in den Mandeln der innerste Theil nicht ausgefüllt worden. In diesem Falle sieht man deutlich, wie die krystallinischen, stengeligen und faserigen Individuen, welche meistens das Trum zusammensetzen, gegen die Mitte zu in freie Krystallenden auslaufen, wodurch immer eine mehr oder weniger scharf ausgeprägte Gliederung desselben in zwei correspondirende Hälften hervortritt. Bei dieser Ausbildungsweise wird man nicht leicht solche Secretionsmassen mit den in äusserer Form oft ähnlichen plattenförmigen Concretionsmassen verwechseln. Ist dagegen der ganze Spaltenraum vollständig ausgefüllt worden und berühren sich die beiden Hälften, so sind sie meist so innig verwachsen, dass die symmetrische Zweitheilung nicht so wohl hervortritt. Was die Dimensionen dieser Bildungen betrifft, so wechselt ihre Dicke von der des Papiers bis zu vielen Zollen; je grösser ihre Dünne ist, desto geringer ist gewöhnlich ihre Ausdehnung in die Länge. An ihren Enden keilen sie sich meistens aus.

Ausserdem gibt es noch andere ganz ungestalte Secretionsmassen, welche man unter dem Namen Nester begreift; sie sind innerhalb gänzlich unregelmässig geformter Hohlräume zum Absatz gelangt und entweder vollständig aus krystallinischen Bildungen zusammengesetzt oder als Drusen ausgebildet. Manchmal sind sie von Mandeln und Geoden kaum zu unterscheiden, gewöhnlich indessen nicht so scharf vom umschliessenden Gestein getrennt.

Ausser den Concretionen und Secretionen, welche sich innerhalb des Gesteins gebildet haben, gibt es noch andere accessorische Bestandmassen, welche als fremde Körper bei der Bildung des Gesteins in dessen Masse eingehüllt sind. Dazu gehören die Einschlüsse fremdartiger Gesteine in krystallinischen Gesteinen; so enthält z. B. der Granit nicht selten Bruchstücke von Gneiss, Glimmerschiefer, der Basalt solche von Sandstein, Kalkstein u. s. w. in seiner Masse eingeschlossen. Von der mannichfaltigen Form und Beschaffenheit solcher Einschlüsse wird bei den einzelnen Vorkommnissen derselben eingehender die Rede sein; sie sind bald von dem umschliessenden Gestein scharf getrennt, bald verfliesst ihre Masse in dasselbe; bald sind sie noch in ihrem ursprünglichen Zustande, bald haben sie eigenthümliche Umwandlungen erlitten.

Dazu sind ferner zu rechnen die Ueberreste von organischen Körpern, welche sich innerhalb der Gesteine und zwar sowohl der krystallinischen, als porodinen, als (namentlich) der klastischen eingeschlossen finden; z. B. Muscheln, Schnecken, Korallen in Kalksteinen, Sandsteinen und der Grauwacke, fossiles Holz im Opal; manchmal sind diese Einschlüsse von Organismenresten in überaus grosser Menge in den Gesteinen vorhanden. Dieselben bieten sich entweder im versteinerten oder vererzten Zustande dar, je nachdem die organische Substanz durch (vorwiegend) Kalkspath und Kieselsäure oder durch Eisenkies und andere Schwefelmetalle verdrängt erscheint.

Die Farbe der Gesteine hängt natürlicherweise auf das innigste mit derjenigen der mineralischen Bestandtheile zusammen. Gleichartig gemengte Gesteine ohne accessorische Gemengtheile stellen sich meist als einfarbig dar, ebenso die ungleichartigen, kryptokrystallinischen Gesteine, da bei ihnen die krystallinischen Individuen zu klein sind, um ihre Farbenverschiedenheit hervortreten zu lassen; dasselbe ist bei den kryptoklastischen Gesteinen der Fall. Die deutlich gemengten ungleichartigen Gesteine besitzen aber meistens eine getüpfelte, gesprenkelte, gefleckte Farbenzeichnung. Waltet ein Gemengtheil besonders vor, so bestimmt dieser den Totaleindruck der Gesteinsfarbe; so erscheint z. B. mancher Granit als fleischrothe Masse, wenn der fleischrothe Orthoklas den graulichen Quarz und silberweissen Glimmer zurückdrängt.

Bei manchem Gestein tritt die Farbe der zusammensetzenden

Mineralien nicht bestimmt hervor, weil ausser denselben noch äusserst fein vertheilte mineralische Substanzen dasselbe durch und durch imprägniren und ihm ihre Farbe mittheilen. Sehr kleine staubartige Partikeln von Graphit, Chlorit, Eisenoxyd, auch Bitumen sind es namentlich, welche einen solchen Einfluss ausüben. So erscheinen Kalksteine, Gyps, Steinsalz, welche an sich weiss oder farblos sind, manchmal durch Bitumen grau oder graulichschwarz gefärbt. Graphit färbt ebenfalls dunkelgrau bis schwarz. Durch Eisenoxyd sind manche Kalksteine und Sandsteine roth gefärbt; eine reichliche Beimengung von feinvertheiltem Chlorit bringt eine schmutzig grüne Farbe der Gesteine hervor, wie sie z. B. die sog. Grünsteine zeigen.

Uebergänge der Gesteine.

Während die einfachen Mineralien als bestimmt individualisirte Körper in ihrer Gestaltung und Zusammensetzung eine Beständigkeit aufweisen, fehlt diese den Gesteinen; den gleichartig gemengten Gesteinen wird, obwohl sie nur Aggregate derselben beständigen Mineralspecies sind, durch die häufig eintretenden accessorischen Gemengtheile ein unbestimmter schwankender Character aufgedrückt; dass sich für die ungleichartig gemengten Gesteine der Begriff einer unveränderlichen fixirten Species noch viel weniger festhalten lässt, ist einleuchtend. Keines der Gesteine besitzt so diese abgeschlossene selbständige Einheit der Art, welche in der Mineralogie vorherrschend ist: sie sind nach verschiedenen Richtungen hin durch Uebergänge mit einander verbunden. Diese Uebergänge finden indessen nicht nach allen Richtungen statt, sondern kommen nur innerhalb gewisser, allerdings weit ausgedehnter Gesteinsgruppen vor, welche aber von andern Gruppen scharf getrennt sind.

Die Uebergänge, welche die krystallinischen Gesteine zeigen, werden durch Veränderung einerseits ihrer Gemengtheile, andererseits ihres Gefüges vermittelt; die in diesen Beziehungen sich einstellenden Fälle sind folgende:

a) Zu den Gemengtheilen eines Gesteins tritt ein neuer hinzu; so geht der Glimmerschiefer in Gneiss über, indem zu seinen Gemengtheilen (Glimmer und Quarz) Feldspath eintritt; aus Quarzit entsteht Glimmerschiefer durch allmähliche Aufnahme von Glimmer. Einfache Gesteine gehen hierdurch in binäre, diese in ternäre über.

b) Ein Gemengtheil wird unverhältnissmässig vorwaltend. Wenn im Gneiss der Feldspath quantitativ sehr zunimmt, so wird der Uebergang in Granit vermittelt; umgekehrt geht der Granit in Gneiss über durch allmähliches Vorherrschendwerden des Glimmers.

c) Ein Gemengtheil tritt allmählich zurück und verschwindet ganz aus dem Gestein; so wird der Gneiss, der aus Feldspath, Quarz und Glimmer zusammengesetzt ist, durch die fortwährende Abnahme des Feldspaths zu Glimmerschiefer, der Glimmerschiefer geht durch das Zurücktreten des Glimmers in Quarzit über; es ist dies natürlich derselbe Fall wie a, nur in einer entgegengesetzten Richtung aufgefasst. Ternäre Gesteine verwandeln sich auf diesem Wege in binäre, diese in einfache.

d) Ein neuer Gemengtheil tritt hinzu auf Kosten eines andern. So geht manchmal der Granit in einen Syenitgranit über, indem Hornblende in das Gestein eintritt und zu gleicher Zeit der Glimmer daraus verschwindet. Dadurch entstehen Mischlingsgesteine, welche die Bestandtheile der beiden Endglieder vereinigen.

Bei den durch Wechsel des Gefüges vermittelten Uebergängen erleidet die Natur der Gemengtheile keine wesentliche Aenderung; sie bilden sich in folgender Weise aus:

e) Die körnigen Gemengtheile eines Gesteins werden allmählich so feinkörnig, dass das Gestein dicht erscheint; dadurch gehen deutlich gemengte Gesteine in scheinbar einfache über, z. B. Dolerit in Basalt, Diabas in Aphanit.

f) Einige Gemengtheile erhalten eine parallele Anordnung; so wird durch die Streckung des Glimmers der Uebergang von Granit in Gneiss vermittelt.

g) Ein schieferiges Gestein wird dadurch, dass die Parallelität der zugleich grösser werdenden Gemengtheile verschwindet, zu einem körnigen, z. B. Dioritschiefer in Diorit.

h) In einem dichten, körnigen oder schieferigen Gestein treten einzelne Gemengtheile in grössern ausgebildeten Krystallen hervor, wodurch der Uebergang zu Porphyren und porphyrartigen Gesteinen vermittelt wird. Eine ähnliche Erscheinung wird hervorgebracht, indem in einem körnigen Gestein ein Theil der Gemengtheile zu einer dichten Masse zusammentritt.

Die Uebergänge, welche zwischen den Gesteinen auf diese Weise sich darbieten, haben sich theils ursprünglich bei der Ent-

stehung derselben ausgebildet, theils sind sie im Laufe der Zeit durch eine allmähliche Umänderung der Substanz oder Gruppirung der Gemengtheile hervorgebracht. Ob der eine oder andere Fall vorliegt, lässt sich sehr häufig nicht mit voller Gewissheit entscheiden.

Manchmal finden sich eigenthümliche Uebergänge aus krystallinischen Gesteinen in klastische, die meistens in einer Breccien- oder Conglomeratbildung bestehen.

Die Uebergänge der klastischen Gesteine unter sich finden hauptsächlich in zweierlei Weise statt, einerseits durch die Grösse, andererseits durch die mineralogische oder petrographische Natur der sie zusammensetzenden Fragmente. In der wechselnden Grösse der letztern ist z. B. der Uebergang eines Conglomerates in einen Sandstein begründet, in der wechselnden Natur derselben z. B. der Uebergang einer Breccie, welche aus Fragmenten von Granit und Gneiss besteht, in eine solche, welche nur aus Fragmenten der letztern Gebirgsart zusammengesetzt ist.

Aus dieser Vielseitigkeit der Uebergänge geht mit Klarheit die grosse Schwierigkeit hervor, welche sich einer genauen Gesteinsbestimmung entgegenstellt. Zahlreiche derartige vermittelnde Uebergangsgesteine tragen in solcher Weise die Kennzeichen der beiden wohlcharacterisirten Endglieder an sich, dass die Entscheidung, wozu man sie zu rechnen habe, in den meisten Fällen nicht nur schwierig, sondern nahezu unmöglich ist. Auch durch die Betrachtung dieser Uebergänge erhellt es, was sich noch auf vielen andern Wegen ergibt, dass nicht jede dieser unzähligen Variationen mit einem bestimmten Namen bezeichnet werden, sondern dass ein solcher nur einer bestimmt characterisirten Gesteinsart ertheilt werden kann, um die als Mittelpunkt sich andere Gesteine schaaren, welche sich in ihrem Wesen immer mehr von ihr entfernen, bis sie endlich in den Bereich eines andern Mittelpunktes fallen. Die Definitionen der einzelnen Gesteinsarten dürfen daher einer gewissen Elasticität nicht entbehren.

Ursprünglicher und umgewandelter Zustand der Gesteine. Wirkende Ursache bei der Umwandlung.

Während manche Gesteine sich noch in demselben oder wenigstens fast demselben Zustande befinden, welchen sie nach ihrer Ablagerung und Verfestigung angenommen haben, hat vielleicht der

grössere Theil derselben durch Einflüsse verschiedener Art eine mehr oder weniger tief eingreifende Veränderung, sei es der Masse, sei es der Textur nach, oder auch in beiden Beziehungen zugleich erfahren. Diese Umwandlungen, denen im Laufe der Zeit ein Gestein unterlegen ist, können hier nur von einem ganz allgemeinen Gesichtspunkte aus betrachtet werden; bei der Beschreibung der einzelnen Gesteine müssen diese Processe einer nähern Erörterung unterzogen werden. Manche Gesteine, welche man als eigenthümliche zu betrachten pflegt, stellen sich als blosse Stadien der Umwandlung dar.

Die Vorgänge bei der Umwandlung der Gesteine sind namentlich folgende:

Umwandlung oder Zersetzung durch gewöhnliche Verwitterung, welche vorwiegend durch die Wirkung der Atmosphärilien hervorgebracht wird; sie ist in allen Stadien zu beobachten, bald nur auf die Gesteinsoberfläche beschränkt und sich als eine leichte Bleichung oder Färbung der Gesteinsmasse darstellend, bald auf den Fugen und Klüften derselben tiefer eindringend und die Bestandtheile in erdige Massen umwandelnd, bald ganze Gesteinsmassen erfassend, um aus denselben allmählich einen lockern Gruss zu bilden. Hauptsächlich sind es Feldspathgesteine, welche solchen Processen unterworfen sind; hier finden nach der Beschaffenheit und der Textur der Gesteine manche Verschiedenheiten statt. Kaum davon zu trennen sind die

Umwandlungen durch hydrochemische Processe, solche, welche nach chemischen Gesetzen durch das Wasser hervorgebracht werden, mag es das Tagewasser von gewöhnlicher Beschaffenheit, mag es mit fremden Stoffen beladen sein, mag es sich endlich im erhitzten Zustande befinden. Hierhin gehören z. B. die Umwandlung von Anhydrit in Gyps, von Kalkstein in Dolomit, von dichtem Kalkstein in körnigen Marmor, von Eisenspath in Brauneisenstein, die Verkieselung und Metallisirung der Gesteine, die Umkrystallisirung der Thonschiefer in Thonglimmerschiefer, die Bildung des Palagonit aus Tuffen, die Umwandlung mancher Gesteine in Serpentin und andere Vorgänge, welche allesammt von grosser Bedeutung sind und im Verlauf zu manchen Betrachtungen und Untersuchungen Anlass bieten werden.

Umwandlungen durch vulkanische Gase und Dämpfe (nament-

lich heisse Wasserdämpfe, Schwefelwasserstoff, Kohlensäure, auch Salzsäure), wie sie in vulkanischen Gegenden vor sich gehen; ein derartiger Process ist z. B. die Umwandlung von Kalkstein in Gyps durch Exhalationen von Schwefelwasserstoffgas.

Umwandlung, welche manche Gesteine im Contact mit pyrogenen Eruptivmassen erlitten haben; sie beruht in einer Frittung, Verglasung, Veränderung zu einer porcellanartigen Masse, in einer Umschmelzung, Vercoakung, prismatischen Absonderung und ist z. B. in der Nachbarschaft von Laven ersichtlich. Damit ist zu vergleichen die

Umwandlung durch Kohlenbrände, welche sich ebenfalls in einer Röstung, Frittung, Verglasung, Verschlackung ausspricht, z. B. bei den Porcellaniten.

Absonderung der Gesteine.

Innerhalb sehr zahlreicher Gebirgsmassen lassen sich Zerklüftungen und Spalten beobachten, wodurch sie in Gesteinskörper von verschiedener, oft regelmässiger Gestalt und verschieden angeordneter Gruppirung getrennt, abgesondert sind. Die allgemeine Ursache dieser Absonderung ist die innere Contraction. Bei einer weichen plastischen Masse, welche allmählich in den festen Zustand übergeht, tritt eine Verminderung des Volums, ein Schwinden der Masse ein. Mag die Masse eine geschmolzene sein oder ein, sei es chemisches, sei es mechanisches Sediment, ihr Festwerden ist mit einer Contraction verbunden und nur der Weg, auf welchem die Erscheinung vor sich geht, ist ein verschiedener; bei der geschmolzenen Masse ist es Erkaltung, bei dem feuchten Sediment Eintrocknung, wodurch die Zusammenziehung hervorgerufen wird.

Es werden im Folgenden zuvor die Gesteinskörperformen, die sich hier darbieten, beschrieben und daran allgemeinere Betrachtungen geknüpft werden. Die Absonderungsformen sind sowohl von der mineralogischen als chemischen Beschaffenheit der Gesteine unabhängige Erscheinungen.

1. Kugelige und sphäroidische Absonderungen. Der Durchmesser der dadurch hervorgerufenen vollkommen kugeligen und mehr oder weniger abgeplatteten oder gestreckten Gesteinskörper schwankt von dem Bruchtheil eines Zolls bis zu mehrern Fussen. Sie kommen oft vereinzelt in der Gesteinsmasse vor, welche

sonst nicht abgesondert erscheint und zeigen sich dann in ihrer vollkommensten Ausbildung als reine Kugeln; nehmen aber diese kugeligen und sphäroidischen Absonderungen an Zahl zu und rücken sie so dicht zusammen, dass sie sich berühren müssen, so ist ihr Umriss meistens unregelmässig und verdrückt, wodurch polyedrische Gestalten entstehen. In den meisten Fällen sind diese Kugeln concentrisch-schaalig ausgebildet, häufig auch die Gemengtheile in eigenthümlicher Weise gruppirt, oft steckt im Innern ein fester Kern. Wie alle Absonderungsformen, so pflegt auch die kugelige durch die Verwitterung deutlicher hervorzutreten, und sowohl der Umriss der Gesteinssphäroide, als ihre concentrisch-schaalige Zusammensetzung lässt sich meistens an verwitterten Gesteinen besser erkennen.

Die kugelige Absonderung ist sehr zahlreichen und sehr verschiedenen Gesteinen eigen, in der Regel indessen nur solchen, welche keine schieferige Textur besitzen; sie wird bei der speciellen Beschreibung derselben eingehender besprochen werden und hier mag es genügen, nur kurz einige ausgezeichnete Vorkommnisse derselben allgemein zu erwähnen. In manchen Massen von verwitterten Grünsteinen (Nassau, Fichtelgebirge) und Basalten ist die kugelförmige Absonderung so ausgeprägt, dass das Gestein das Aussehen hat, als ob es aus grossen Kanonenkugeln zusammengesetzt sei. Bei Chiajo di Luna auf den Ponzainseln im Mittelmeer ist der Trachyt nach Poulett Scrope (Trans. of the geol. soc. (2) II. 205) in Kugeln abgesondert, deren Durchmesser von wenigen Zollen bis zu mehrern Fussen schwankt und welche im verwitterten Zustande in zahlreiche sich zwiebelförmig umhüllende Schaalen auseinanderfallen; auch bei dem Trachytvorkommen von Welcherath bei Adenau in der Eifel finden sich ausgezeichnet regelmässig und scharf gerundete Trachytkugeln bis zu 2 Fuss Durchmesser (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1859. 517.); auf Lipari ist nach Fr. Hoffmann am Hügel Alle Croci die Lava in concentrisch-schaalige Kugeln abgesondert. Bei den Porphyren und Graniten ist diese Absonderungsform ebenfalls eine häufige Erscheinung, die sich z. B. bei dem letztern Gestein in allervollkommenster Weise im Riesengebirge (nach L. v. Buch und G. Rose), im Fichtelgebirge (nach Goldfuss und Bischof), in Brasilien (nach v. Eschwege) zeigt. An der Grauwacke fand Nöggerath bei Ehrenbreitstein gegenüber Coblenz, Horner bei Binfords in der Grafschaft Somerset, Hausmann bei der Frankenscharner

Hütte im Harz ausgezeichnete Kugelbildung. Auch Kalksteine, Gypse, Sandsteine (bei Commern in der Eifel) zeigen an manchen Punkten ihres Vorkommens mehr oder weniger vollkommene Kugelbildung. Freilich können bei diesen Processen neben der Contraction noch andere Kräfte mitgewirkt haben.

Bei der plattenförmigen Absonderung ist das Gestein in tafelartige, parallele Platten zerspalten. Die Flächen der Platten sind gewöhnlich eben, bisweilen etwas gekrümmt, in welchem Falle man die Absonderung eine krummschaalige oder krummflächige nennt. Gewöhnlich haben die Platten keine bedeutende seitliche Erstreckung, sondern werden in kurzer Ausdehnung von Randflächen begrenzt, oder verlieren sich seitlich in das unabgesonderte massige Gestein. Wir werden später sehen, wie in geschichteten Gesteinen durch Zerklüftungen, welche mehr oder weniger senkrecht auf den Schichtungsflächen stehen, ähnliche plattenförmige Gestalten erzeugt werden. Besitzen die Platten eine beträchtliche Ausdehnung in Länge und Breite bei bedeutenderer Dicke, so nennt man diese Absonderungsform die bankförmige. Basalte (Werner's Tafelbasalt; am Rattenstein bei Rittersdorf sind die Basaltplatten so dünn, dass man sie anstatt eiserner Bleche benutzt), Porphyre (z. B. in dem sächsischen Porphyrterritorium von Geithain, Colditz, Leissnig und Grimma), Phonolithe (deren Platten am Mont Dor selbst zum Dachdecken verwendet werden), Trachyte (z. B. in Island) sind an manchen Orten in ausgezeichnete Platten abgesondert. Auch Granite, Syenite, Serpentine lassen hier und da diese Absonderungsformen, namentlich die bankförmige erkennen.

Die säulenförmige Absonderung besteht darin, dass das Gestein in mehrseitige Säulen zerklüftet ist. Das Verhältniss der Länge zur Dicke ist sehr wechselnd, immer aber ist die erstere bedeutend grösser, als die letztere. Die Säulen sind oft ziemlich regelmässig sechsseitig ausgebildet, doch kommen im Allgemeinen drei- bis neunseitige Säulen vor. Sehr dünne Säulen nennt man auch Stengel oder Stifte, sehr dicke dagegen, welche meistens weniger regelmässige Gestalt besitzen, Pfeiler. Es ergibt sich, dass die Winkel unter welchen die Säulenflächen zusammenstossen, unter sich ungleich und wechselnd sind; durch den bisweilen zufällig vorkommenden regulären sechsseitigen Umriss verleitet, hat man die Säulen früher als wirkliche Gesteinskrystalle betrachtet.

Die Länge der Säulen ist im Allgemeinen sehr schwankend, an den einzelnen Vorkommnissen indessen sich stets mehr oder weniger gleichbleibend. An der schottischen Felseninsel Ailsa im Eingange in den Frith of Clyde sah Macculloch Syenitsäulen von 400 Fuss Höhe; die prachtvollen Colonnaden der Fingalshöhle auf der schottischen Insel Staffa, der isländischen Küste bei Stapi, des Riesendammes (Giants causeway) bei Antrim in Irland, des Pallisadenfelsens am Hudsonflusse in Nordamerica ragen ebenfalls zu gewaltiger Höhe empor, letztere bis zu 200 F. Ebenso wechselnd ist die Dicke der säulenförmigen Absonderungen. Die Dicke der zierlichen Trachytsäulchen des Baulabergs in Island sinkt bis zu der eines Fingers herab, die schlanken Basaltsäulen des Mendebergs bei Linz am Rhein sind oft nur 4 Zoll dick, dagegen kennt man auch mächtige Pfeiler von der Dicke von 10—15 Fuss.

Säulenförmige Absonderung zeigt besonders schön der Basalt. Ausser den erwähnten Vorkommnissen sind u. a. noch durch prachtvolle Basaltsäulengruppen ausgezeichnet: der Scheidskopf bei Remagen am Rhein, der Bildstein bei Lauterbach am Vogelsgebirge, der Scheibenberg bei Annaberg in Sachsen, das Roncathal nordwestlich von Vicenza, die Roche de Bonnevie über Murat am Cantal emporragend, die Chaussée des Géants bei Antraigues westlich von Privas im Dép. der Ardèche. Auch die Porphyre finden sich hier und da in die regelmässigsten und schönsten Säulen abgesondert (z. B. die Altenhainer Kuppe bei Frankenberg in Sachsen, der Wildenberg bei Schönau unweit Kupferberg in Schlesien). Mächtige und ausgezeichnete Pfeiler von Granit ragen an der Küste Cornwalls empor, am Cap Landsend, am Pordennack Point, am Tol-Pedn-Penwith, in allem ähnlich den Basaltcolonnaden der Färöer. Dieselbe Absonderungsform zeigen, wenn auch in minderer Vollkommenheit die Grünsteine und Trachyte, ausgezeichnete Beispiele liefern die Laven.

In den sedimentären Gesteinen ist die säulenförmige Absonderung weniger häufig, doch gibt es auch hier deutliche Fälle; bekannt ist die säulenförmige Zerklüftung beim tertiären Gyps des Montmartre bei Paris, diejenige der als Septarien bezeichneten Mergelconcretionen (vgl. S. 83); mehrere Hügel des bunten Sandsteins bei Olioules unweit Toulon sind in sehr regelmässige Säulen abgesondert (Bull. d. l. soc. géol. XIII. p. 375). Während bei diesen

Erscheinungen die Säulen durch das Eintrocknen der Masse gebildet zu sein scheinen, kennt man andere Vorkommnisse, wo durch eine eingetretene Erhitzung und nachfolgende Erkaltung eine Zerklüftung in Säulen hervorgerufen worden ist, ähnlich wie die in dem angezündeten Coaksofen zusammengebackenen Steinkohlen, wenn sie beim Erlöschen des Feuers erkalten, sich in kleine Säulen zerspalten, oder wie die Gestellsteine, die an den Schmelzraum der Metallhütten grenzen, ebenfalls beim Erkalten durch Risse in Säulen zerklüftet werden. In ganz derselben Weise sind die vom Basalt des Wildensteins bei Büdingen am Vogelsgebirge umhüllten rothen Sandsteinblöcke in unregelmässige Säulen von der Dicke eines Fingers bis zu der eines Armes zerspalten. Die Thoneisensteine, welche an die in Brand gerathenen nordböhmischen Braunkohlenlager angrenzen, erscheinen ebenfalls in die zierlichsten Säulchen abgesondert. Am Mittelbach im Siebengebirge ist das Trachytconglomerat von einem Basaltgange durchsetzt und die angrenzenden Theile bestehen aus lauter dünnen oft nur fingerdicken Säulchen. Ein berühmtes Beispiel liefert in dieser Beziehung die Braunkohle des Meissner bei Gross-Almerode in Hessen, welche im Contact mit einer überdeckenden Basaltkuppe in stangenförmige, merkwürdig regelmässige Stücke zerklüftet erscheint.

Höchst manchfacher Art ist die Gruppirung der Säulen; bald stehen sie senkrecht, bald liegen sie horizontal, bald sind sie unter irgend einem Winkel geneigt; hier laufen sie einander parallel, dort divergiren sie büschel- oder strahlenförmig; an einem Orte sind sie gerade gestreckt, an einem andern kahnförmig gekrümmt, an dem Unkeler Steinbruche bei Oberwinter am Rhein war früher sogar eine Gruppe von S förmig gebogenen Basaltsäulen zu beobachten; letztere Erscheinung bietet auch der Basaltfels von Matawac auf Tahiti dar.

Durch alle diese verschiedenen Gruppirungen zieht sich das eine Gesetz hindurch, dass die säulenförmige Absonderung immer auf der Verdunstungs- oder Erkaltungsfläche senkrecht steht. Die säulenförmige Zerspaltung, welche eine eintrocknende Thonmasse erleidet, geht von der Oberfläche aus und findet senkrecht auf dieselbe statt. In den horizontal ausgebreiteten Lagern eruptiver Gesteine, z. B. von Lava oder Basalt, stehen die Säulen senkrecht, in Gängen hingegen, die von senkrechten Wänden eingeschlossen

werden, von welchen die Erstarrung ausging, liegen die Säulen horizontal, wie übereinander geschichtete Holzscheite. In Island sieht man bisweilen (bei Fornihvammr an der Nordrá und am Fuss des Vindfjallbjarg am Vopnarfjördr) wie an der Stelle, wo ein senkrecht emporsteigender Basaltgang sich umbiegt und seine Masse sich zu einem horizontalen Lager ausbreitet, die Säulen mit einer vollkommen radienartigen Stellung der Curve des Ganges folgend aus der horizontalen Lage in die verticale übergehen. Interessant ist der »Rocken und Spindel« genannte Felsen südlich von St. Andrews in Schottland, welchen Lyell beschreibt; er besteht aus einer hohen Tuffsäule, an deren Fuss sich eine im Durchschnitt rundliche Gangmasse von Grünstein befindet; sie ist in der Weise abgesondert, dass die ungefähr 12 Fuss langen Säulen von einem Centrum ausstrahlen, und wie die Speichen eines Rades aussehen. Auch an der schroffen Roche de la Sanadoire im Mont Dor divergiren die Phonolithsäulen wie Speichen eines Rades. An dem mächtigen Basaltgang des Werregotsch im Elbthal bei Aussig, der Ruine Schreckenstein gegenüber, biegen sich die Säulen von den beiden Saalbändern her gegen die Mitte des Ganges aufwärts und stossen dort unter einem spitzen Winkel zusammen, so dass der Durchschnitt der Fahne einer Feder zu vergleichen ist. Die kegelförmigen oder glockenförmigen Bergkuppen zeigen eine nach dem Gipfel convergirende oder von dem Innern aus nach allen Punkten der Oberfläche hinlaufende, oder im Durchschnitt fächerähnliche Gruppirung der Säulen. Wenn an sehr zahlreichen Bergkuppen die Stellung der Säulen nicht regelmässig senkrecht auf der Oberfläche steht und auch sonst die Richtung der Säulen einer strengen Ordnung entbehrt, so muss man bedenken, dass die jetzigen Bergcontouren von den ehemaligen ohne Zweifel manchmal bedeutend abweichen.

Sehr lange Säulen bieten meist die Erscheinung einer Gliederung dar, d. h. sie sind durch Querklüfte in einzelne kurze Stücke getheilt. Am häufigsten sind die Enden dieser Glieder mit ebenen Flächen versehen, welche rechtwinklig auf den Seitenflächen der Säulen stehen; manchmal aber sind die Enden krummflächig, indem jedes einzelne Glied eine concave und eine convexe Endfläche besitzt; die rundlichen Vertiefungen und Erhabenheiten zweier unmittelbar auf einander folgenden Glieder passen alsdann ineinander.

Sehr ausgezeichnet zeigt sich diese Erscheinung an den Basaltsäulen des berühmten Riesendammes (Giants causeway) in der irländischen Grafschaft Antrim und an den schönen Basaltsäulen auf der Kuppe der Landskron bei Ahrweiler (Rheinpreussen), in welche die Sakristei der Kapelle eingehauen ist. Die Concavität findet sich meistens am obern Ende der einzelnen Glieder und dabei sind manchmal die Seitenkanten derselben aufwärts in zahnartige Spitzen ausgezogen, welche die convexe Unterfläche des obern Gliedes umfassen. Die Basaltsäulen der Casseler Ley bei Obercassel nördlich vom Siebengebirge bieten nach Nöggeraths Beobachtung die Eigenthümlichkeit dar, dass sie aus lauter abgestumpften Doppelpyramiden von geringer Höhe bestehen, welche senkrecht über einander angeordnet sind. Eine jede Säule zeigt dadurch an den Seiten abwechselnd ein- und ausspringende Winkel und diese passen bei den angränzenden Säulen immer auf das regelmässigste in einander (Notizen aus dem Gebiete der Natur- und Heilkunde VIII. 1848. 151). An einigen Orten sind auch die Säulen vollständig aus aufeinanderliegenden Kugeln oder Sphäroiden zusammengesetzt; ein bekanntes Beispiel für diese eigenthümliche Absonderung liefert die sog. Käsegrotte bei Bertrich in der Eifel, wo die senkrechten Säulen eines Lavastromes von dichtem Basalt aus übereinander gethürmten etwas abgeplatteten Sphäroiden bestehen, deren Gestalt einem holländischen Käse nicht unähnlich ist. Die Kugeln besitzen eine concentrisch-schaalige Structur und die Verwitterung rundet ihren Umriss mehr ab. Aehnliches zeigt, wenn auch weniger deutlich, der Eckardsberg bei Zittau, der Hornberg bei Carlsbad.

Oft sind die einzelnen Säulenglieder so kurz, dass sie nur mehr oder weniger dicke Platten darstellen, welche mitunter nicht rechtwinklig auf die Säulenaxe stehen, sondern dieselbe unter irgend einem schiefen Winkel durchsetzen. Als eine mit dieser plattenförmigen Zerklüftung der Säulen zusammenhängende Erscheinung ist es auch wohl zu betrachten, dass manche Säulen mit einer ausgezeichneten transversalen Paralleltextur versehen sind; die Verwitterung lässt auch diese besser hervortreten und es lösen sich oft papierdünne Schaalen ab; manchmal kommt auch durch dieselbe eine verschiedene, in welligen Linien gekräuselte Farbenstreifung im Säulengestein zum Vorschein. Nöggerath beobachtete an der sog. Mühlsteinlava (Nephelinitlava) von Niedermendig unweit

des Lacher-Sees, dass die dortigen mächtigen Säulen, welche die Steinbrüche in der Tiefe zeigen, sich nach oben in dünnere Säulen zertheilen, welche sich noch weiter aufwärts abermals gabeln; bei dieser longitudinalen Zerklüftung der Säulen bleiben die Axen der einzelnen Säulenäste dennoch so viel als möglich einander parallel.

An dem Andesit des Stenzelbergs im Siebengebirge kommt eine cylinderförmige Absonderung vor. Es finden sich dort hohe colossale Cylinder-Säulen, die aus concentrisch sich umhüllenden Schaalen bestehen und das Innere von kantigen Säulen bilden (Nöggerath, das Geb. in Rheinl.-Westphalen IV. 359). Auch an der Trachytkuppe Freienhäuschen bei Kelberg in der Eifel erscheinen regelmässige cylindrische Säulen von 1—$1\frac{1}{2}$ Fuss Durchmesser (Zirkel in Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1859. 516).

Die parallelepipedische Absonderung wird dadurch hervorgebracht, dass drei Kluftsysteme sich fast rechtwinklig durchschneiden; sind die Abstände derselben weit, so dass das Gestein durch sie in grosse mehr oder weniger cubische Massen abgesondert erscheint, so nennt man diese Absonderungsform auch die quaderförmige. Eine solche parallelepipedische Absonderung zeigt z. B. unter den massigen Gesteinen ausgezeichnet der Granit; wenn die den Klüften folgende Verwitterung die Kanten und Ecken der abgesonderten Parallelepipede angreift und zerstört, so entstehen dadurch etwas gerundete Gesteinsmassen, welche »wollsackähnlich« übereinander gethürmt sind (Louisenburg bei Wunsiedel im Fichtelgebirge, Greifensteine bei Ehrenfriedersdorf im Erzgebirge, westlichster Theil der Halbinsel Cornwall, namentlich am Sharp-Tor und Cheeswring bei Liskeard). Bei den geschichteten Gesteinen bietet sich diese Absonderungsform noch häufiger dar. Die Fugen der Schichtung vertreten hier das eine Kluftsystem; strenggenommen sind sie mit den beiden andern Kluftsystemen nicht gleichwerthig. Der zu der Kreideformation gehörende, in Böhmen, Sachsen und Schlesien weitverbreitete Sandstein zeigt diese Erscheinung in besonders ausgezeichnetem Maasse, weshalb er den Namen Quadersandstein führt; auch hier rundet die Verwitterung die Kanten und Ecken der Quadern ab und lässt ihre Gestalt deutlicher hervortreten (Bielergrund in der sächsischen Schweiz).

Wenn die Klüfte das Gestein in mehrern ganz unregelmässigen Richtungen durchsetzen, so nennt man die dadurch entstehenden

vieleckigen regellos gestalteten Gesteinskörper unregelmässig polyedrische Absonderungen. Sie kommen sehr häufig vor, sowohl bei den geschichteten Gesteinen, Grauwacken, Sandsteinen, als bei ungeschichteten, Porphyren, Graniten, Grünsteinen u. s. w.

Die stärkere oder geringere Absonderung der Gesteine scheint im Allgemeinen mit der Schnelligkeit oder Langsamkeit ihrer Festwerdung im Zusammenhang zu stehen. v. Cotta (Geologische Fragen 68) unterstützt diese Ansicht durch die Erfahrung, dass ein grosser feuchter Thonklumpen, wenn er langsam austrocknet, wenig oder gar nicht zerspringt, wenn er aber sehr schnell ausgetrocknet wird, unzählige Risse bekommt; das erstere ist auch bei dem geschmolzenen Glas der Fall, wenn es langsam im Kühlofen abgekühlt, das letztere, wenn solches Glas in kaltem Wasser sehr rasch abgekühlt wird. Damit würde alsdann auch im Einklang stehen, dass die starkzerklüfteten Eruptivgesteine meist minder deutlich krystallinisch ausgebildet sind.

Es scheint, dass die regelmässigen der berührten Absonderungsformen nicht, wenigstens nicht in allen Fällen auf einer blossen durch Contraction hervorgerufenen Zerklüftung und Zerspaltung der Gesteine beruhen, sondern dass auch noch andere Kräfte, solche, welche die Zusammengruppirung, die Aggregation der Gesteinselemente beherrschten, dabei thätig waren. Es sprechen hierfür mehrere Umstände. Zuerst ist bei der kugeligen Absonderung sehr häufig eine mit der Kugelform in Zusammenhang stehende Gruppirung der constituirenden Mineralien verbunden, mit welcher auch die fast nie fehlende concentrisch-schaalige Structur in Beziehung stehen dürfte, die, wenn sie auch im frischen Zustande sich nicht offenbart, im verwitterten fast immer hervortritt. Der Kugeldiorit und Kugelporphyr liefern dafür ganz vortreffliche Beispiele. Die Granitkugeln vom Kynast bei Warmbrunn in Schlesien enthalten in der Mitte weniger Glimmer, die des mittlern Böhmens umschliessen einen sehr glimmerreichen Kern. Im Granit der schottischen Insel Arran finden sich die Glimmerblätter in concentrischen Kugelflächen angeordnet. Aehnliche Beispiele sind bei andern Gesteinen bekannt. Auch Naumann ist der Ansicht, dass sehr viele von denjenigen Kugeln, welche gewöhnlich als Absonderungsformen beschrieben werden, wohl richtiger als Concretionsformen aufzufassen seien (Geognosie I. 417). Bei Betrachtung der Absonderungs-

formen führt er daher auch die kugelförmige gar nicht auf, sondern bespricht die hierher gehörigen Erscheinungen als Beispiele der sphäroidischen Structur. Die meisten übrigen Lehrbücher erachten diese Kugelgestalten als wahre Absonderungsformen.

Auch auf andere Absonderungsformen dehnt sich diese eigenthümliche Mineralvertheilung aus. So berichtet z. B. Naumann, dass an den Klüften, welche bei Gjellebäck in Norwegen einen Aphanitporphyrgang durchziehen, die Krystalle auffallend häufiger sind, als in der Mitte der Absonderungsstücke. Auf Gulfjeld unweit Bergen sind die Hornblendekrystalle, welche den dortigen Granulit erfüllen, in der Nähe der Klüfte des Granulit wohl sechsmal grösser, als im Innern der abgesonderten Stücke und dicht durcheinander gewebt (Beiträge zur Kenntniss Norwegens I. 33 u. 148). Nach Wilhelm Fuchs ist an der Cima d'Asta in Südtyrol der Granit in parallelepipedische Massen mit scharfen Kanten zerklüftet, an deren Begrenzungsflächen man eine offenbar eigenthümliche Gruppirung und Vertheilung der Mineralindividuen erkennen kann, welche auch an den Kluftflächen auskrystallisirt sind und nicht mit Bruchflächen endigen.

Mit diesen Verhältnissen scheint auch die eigenthümliche Spaltbarkeit einiger abgesonderten Gesteine im Zusammenhang zu stehen. So lässt sich z. B. der plattenförmig oder parallelepipedisch abgesonderte richtungslos körnige Granit nach einer Richtung häufig auffallend besser spalten und behauen, eine Erscheinung, welche den Steinbrechern wohl bekannt ist. Die englischen Steinhauer nennen diese Eigenschaft der äusserlich nicht angedeuteten Spaltbarkeit the grain, das Korn, im nördlichen England auch the bate, (Sedgwick in Karstens Archiv 1837. 616). Charpentier führt an, dass die aus dem Granit der Greifensteine bei Ehrenfriedersdorf angefertigten Mühlsteine der leichtern Bearbeitung wegen stets so gehauen werden, dass ihre Grundflächen den Basen der Parallelepipede parallel sind und fügt schon im Jahre 1799 bei, diese Beschaffenheit des Granit beweise, dass seine Gemengtheile nach einer bestimmten Richtung angeordnet seien, obschon er gleichmässig körnig gemengt erscheine. Pötzsch gedenkt 1803 derselben Eigenschaft bei dem Granit von Putzkau in der Lausitz (Bemerkungen und Beobachtungen über das Vorkommen des Granit in geschichteten Lagen 140). Obgleich man am Granit von Baveno nicht eine

Spur von Parallellagerung der Gemengtheile erkennen kann, spaltet der Stein doch nach einer Richtung sehr leicht und in breiten ebenen Flächen. Die Steinhauer, welche aus langer Uebung an dem scheinbar massigen Gestein jene Spaltungsrichtung sogleich finden, nennen sie filo mastro (filone maestro). Ihre Lage ist durch den ganzen Bavenoer Granitberg eine gesetzmässige (vom Rath, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 260).

Auch ist es durch mehrfache Untersuchungen constatirt, dass die Kerne und Centra der kugelförmigen und säulenförmigen Absonderungen fester sind und ein grösseres specifisches Gewicht besitzen als die mehr der Peripherie genäherten Theile. Allerdings mag daran auch die den Kluftflächen folgende, und hauptsächlich die äussere Masse der Absonderungskörper angreifende Verwitterung einigen Antheil haben.

Wenn also hieraus hervorzugehen scheint, dass wenigstens bei den angeführten Fällen die Absonderung mit einer eigenthümlichen Gruppirung der Mineralelemente verbunden war, so hat auch wirklich Mohs, freilich von andern allgemeinen Rücksichten geleitet, die Meinung ausgesprochen, die Absonderungsklüfte seien dadurch entstanden, dass durch besondere Krystallisationsprocesse gleichzeitig zahlreiche Gesteinskörper sich auszubilden gestrebt hätten, deren Begrenzungsflächen durch den gegenseitigen Druck scharf ausgeprägt seien und als Klüfte erschienen. J. Roth hat später in seiner Schrift »Die Kugelform im Mineralreich und deren Einfluss auf die Absonderungsgestalten der Gesteine, Dresden und Leipzig 1844«, von verwandten Anschauungen ausgehend, alle Absonderungsformen der Gesteine als gestörte Kugelbildungen aufgefasst. Die Gesteinssäule betrachtet er aus vielen, längs einer Axe aneinandergereihten Kugeln bestehend; die Seitenflächen der Säulen werden durch die Compression der vielen seitlich aneinander grenzenden Kugelreihen gebildet, die transversale Gliederung der Säulen entsteht nach ihm dadurch, dass die aufeinanderliegenden Kugeln sich gegenseitig in ihrer Ausbildung hemmen und abplatten. Auch die plattenförmigen Absonderungen der Gesteine gelten als Kugeln, welche in einer Richtung eine starke Compression erlitten haben und von den umgebenden Kugeln mit Randflächen begrenzt worden sind; der regelmässigste hier denkbare Fall ist der einer regulären sechsseitigen Säule und einer regulären sechsseitigen Gesteinsplatte; durch

ungleichmässige Vertheilung der Contractionscentra entstehen aber Gestalten mit verschiedener Seitenzahl. Nöggerath hat dies figürlich durch sich schneidende Kreise darzustellen versucht (Geognosie und Geologie 197).

Dass manche Säulen durch die Verwitterung in Kugeln aufgelöst werden, scheint ebensowohl für diese Anschauung zu sprechen, wie die erwähnte Concavität und Convexität mancher Säulenglieder; die beschriebene Zusammensetzung der obercasseler Basaltsäulen aus abgestumpften Doppelpyramiden stellt sogar den theoretisch regelmässigsten Fall einer solchen Bildung der Säulen durch Aneinanderreihung von Kugeln dar. Ob jedoch jegliche Säulen- und Plattenbildung durch Tendenz zur Kugelbildung entsteht, dürfte damit noch nicht entschieden sein. Die säulenförmige Zerklüftung einer eintrocknenden Lehmmasse, die gleiche Zerklüftung bei der Erkaltung der Gestellsteine scheint wenigstens ohne gleichzeitiges Streben nach Kugelbildung zu erfolgen. Manche Erscheinungen deuten übrigens darauf hin, dass die Spalten zwischen den einzelnen Absonderungsmassen häufig wirkliche Zerreissungsklüfte sind und nicht durch die gegenseitige Compression nebeneinander sich ausbildender Gesteinskörper entstanden. So sind z. B. nach G. Bischof die Magneteiseneinschlüsse, welche der Basalt im Unkeler Steinbruch bei Oberwinter am Rhein enthält, manchmal durch die Säulenbildung zerspalten, so dass in zwei benachbarten, durch eine Kluft getrennten Säulen die beiden Bruchstücke einander noch entsprechen (N. Jahrb. f. Min. 1843. 25). Dasselbe fand Poulett Scrope an den Olivineinschlüssen im Säulenbasalt bei Burzet im Vivarais (Considerations on volcanos 1825. 136), Faujas de St. Fond bei den im Basalt von Bridon eingeschlossenen Granitbruchstücken. Auch in fossilhaltigen sedimentären Schichten setzen die Klüfte manchmal mitten durch die organischen Körper durch.

Einige Geologen haben die Ansicht ausgesprochen, dass die Absonderungsform der Gesteine mit der Spaltbarkeit des vorwaltenden Bestandtheils in einem Zusammenhang stehe, indem dieser seine Krystallisationskraft für die ganze Gesteinsmasse geltend machte. So soll der Kalkstein häufig in rhomboedrischen Stücken zerklüftet sein, wegen der rhomboedrischen Spaltbarkeit des Kalkspaths; die rechtwinklige Zerklüftung des Granit brachte man mit der rechtwinkligen Spaltbarkeit des Orthoklas, die schiefwinklige

Zerklüftung des Magneteisensteins mit der oktaedrischen Spaltbarkeit der Krystalle desselben in Verbindung. Saussure, Ramond, Walchner, Sedgwick, Hausmann, Dana haben diese Anschauungsweise aufgestellt, welcher man mit Recht entgegenhält, dass gewiss nur dann die Spaltbarkeit eines vorwaltenden Gemengtheils auf das Gestein selbst übergehen und dessen Absonderungsformen bestimmen könne, wenn die Individuen des betreffenden Gemengtheils sich in paralleler Stellung befinden, während es an fast jeder grössern abgesonderten Gesteinsmasse ersichtlich ist, dass die Richtung der einzelnen Krystalle keineswegs mit dem grossen Parallelismus der Absonderungssysteme übereinstimmt.

Lagerungsformen und Lagerungsweise der Gesteine.

Die äussere Form, in welcher die Gesteine abgelagert sind, und in welcher sie mit einander verbunden die feste Erdkruste zusammensetzen, ist eine verschiedene. Wir unterscheiden folgende Hauptablagerungsformen:

Schichten, Gänge, Decken, Ströme, Kuppen, Stöcke.

Man theilt sämmtliche Gebirgsglieder, je nachdem sie in Schichten abgelagert sind, oder nicht, in geschichtete und massige ein.

Allgemein unterscheidet man zwei Hauptverhältnisse der Lagerung:

Auflagerung, wenn ein Gebirgsglied unmittelbar über dem andern seine Stelle einnimmt,

Durchgreifende Lagerung, wenn ein Gebirgsglied zwischen einem oder zwei vorhandenen abgelagert erscheint.

Schichten.

An sehr vielen Gesteinen ist es mehr oder weniger deutlich zu beobachten, dass sie aus vielen plattenförmigen Massen zusammengesetzt sind, welche durch parallele Flächen begrenzt werden. Diese, im Grossen wie Blätter eines Buchs über- oder nebeneinander liegenden Gesteinslagen, welche bei weiter Ausdehnung in der Regel nur geringe Dicke besitzen, nennt man Schichten (strates, couches) und die dadurch hervorgerufene Erscheinung Schichtung (stratification). In beträchtlicher Anzahl zusammengehäufte Schichten stellen ein Schichtensystem dar. Die Schichten sind in erkenn-

barer Weise durch eine periodische Uebereinanderlagerung gebildet worden. Eine jede Schicht ist das Resultat der Ablagerungsthätigkeit während einer gewissen Zeitperiode und die Fläche, welche zwei Schichten von einander trennt, bezeichnet die Unterbrechung, welche in der Entstehung des Schichtensystems sich ereignete; jede obere Schicht ist mithin unter gewöhnlichen Verhältnissen eine jüngere Ablagerung, als die darunter befindlichen.

Jede Schicht hat eine Ober- und Unterfläche (auch Dach- und Sohlfläche genannt); diese beiden Grenzflächen heissen auch Schichtungsflächen. Der kleinste Abstand dieser Ebenen von einander, also rechtwinklig auf dieselben gemessen, bildet die Dicke oder Mächtigkeit der Schicht. Die Fläche, welche zwei unmittelbar an einander grenzende Schichten trennt, heisst Schichtungskluft oder Schichtungsfuge.

Die Schichten haben als Parallelmassen natürlicherweise eine Aehnlichkeit mit den durch Absonderung hervorgerufenen plattenförmigen Gesteinsmassen, doch sind sie nicht wie letztere sämmtlich gleichzeitig nach der Ablagerung des Gesteins, sondern eine nach der andern entstanden. Auch kommt ihnen vermöge ihrer Bildungsweise eine bedeutend grössere seitliche Ausdehnung zu, als den Absonderungsplatten. Die Fugen, welche sich zwischen den einzelnen Schichten eines Schichtensystems finden, sind also etwas von den durch Contraction entstandenen Absonderungsklüften und -Spalten gänzlich verschiedenes: jene entstanden zugleich mit der Ablagerung des Gesteins, sind also ursprünglich, diese haben sich innerhalb des bereits abgelagerten Gesteins nachträglich ausgebildet.

Wenn ein Fluss in ein Meeresbassin einmündet, so wird bei kleinem Wasserstande Schlamm, bei fluthendem Wasser gröberer Sand mit Geschieben in das Meer hinausgeführt, wo sich das verschiedene Material in Form von getrennten Schichten ausbreitet und gegenseitig überlagert. Da diese Schichtenbildung, in ihrer Art die einfachste von allen, durch einen eigentlichen Bodensatz vermittelt wird, so nennt man diese Schichten auch Sedimentschichten. Nicht nur durch mechanische Zerkleinerung erzeugte Theile, welche im Wasser flottiren, bilden solche sedimentäre Schichten, sondern auch durch chemische Reaction innerhalb des Wassers ausgeschiedene feste Theilchen setzen sich auf gleiche Weise in Form einer Schicht zu Boden.

Was die Mächtigkeit der Schichten anbelangt, so waltet dabei die grösste Verschiedenheit ob; man hat Schichten, die einen Zollbruchtheil mächtig sind und solche, deren Mächtigkeit hundert Fuss übersteigt.

Mächtige Schichten haben meistens eine weitere Ausbreitung, als weniger mächtige; indessen kennt man auch Vorkommnisse von sehr schmalen Schichten, die dennoch über einen Raum von zahlreichen Quadratmeilen verbreitet sind, z. B. gewisse Schichten innerhalb der schwäbischen Juraformation. Nach Quenstedt lassen sich wenige durch die Muschel Gryphaea arcuata characterisirte Schichten der Liasformation von der Schweiz durch Deutschland, Frankreich bis zum nördlichen England verfolgen. Das Mansfeldische Kupferschieferflötz kann aus der Wetterau bis Tynemouth bei Newcastle und von Haasel (südöstlich Goldberg in Schlesien) bis Stadtberge am Diemel verfolgt werden (Epochen der Natur 205).

Die Schichtungsflächen haben meistens einen parallelen Verlauf; oft zwar zeigt eine und dieselbe Schicht an verschiedenen, manchmal nahe bei einander gelegenen Orten ihrer Verbreitung eine verschiedene Mächtigkeit, womit also immer eine Störung der Parallelität der Schichtungsflächen in Verbindung steht. Die Schichten sind entweder ebenflächig in grosser Verbreitung ausgedehnt, was bei ihnen die häufigere Erscheinung ist, oder in vielfacher Weise wellenförmig gekrümmt, oft auch gefaltet oder zickzackförmig geknickt, nicht selten in ganz regelloser Weise gewunden. Die Lage der Schichten ist ebenfalls grossem Wechsel unterworfen. Sie liegen horizontal, oder unter irgend einem Winkel geneigt, oft sogar stehen sie vollständig senkrecht (auf dem Kopfe); bisweilen hat man es selbst mit Schichten zu thun, welche überkippt sind, deren Neigungswinkel über 90° beträgt, deren Unterfläche zu oberst gekehrt ist. Fast alle nicht horizontalen Schichten befinden sich nicht mehr in der ursprünglichen Lage; spätere Störungen des Schichtenbaus sind es, durch welche sie in diese geneigte Stellung gekommen sind. Hier seien diese Verhältnisse nur vorläufig erwähnt, deren weitere Besprechung später erfolgen wird.

Eine geneigte Schicht kann eine verschiedene Lage haben, sowohl in Bezug auf den Meridian, die Nordlinie, als auf die Horizontale. Die Lage ihrer Schichtungsflächen gegen den Meridian ihres Beobachtungsortes nennt man das Streichen der Schicht;

die Lage der Schichtungsflächen gegen die Horizontalebene des Beobachtungsortes nennt man das Einfallen, Einschiessen oder Verflächen der Schicht. Die Streichungsrichtung einer Schicht wird durch Bestimmung des Winkels ausgedrückt, welchen die Schichtungsfläche oder Streichlinie mit der Mittagslinie bildet; das Fallen wird durch Angabe des Winkels bezeichnet, den die Falllinie (die Linie der grössten Neigung der Schichtungsfläche) mit der Horizontalebene macht; neben der Grösse dieses Winkels muss auch die Weltgegend, nach welcher die Falllinie einschiesst, in Berücksichtigung gezogen werden. Sind diese drei Punkte, Streichen, Grad und Richtung des Einfallens bestimmt, so ist die Lage einer Schicht dadurch auf das Genaueste festgestellt. Bei einer horizontalen Schicht kann natürlich von einem Streichen und Einfallen gar nicht die Rede sein.

Diejenigen Gesteinsmassen, welche eine Schicht unmittelbar bedecken, heissen, sie mögen von gleicher oder abweichender Beschaffenheit sein, das Hangende, diejenigen, auf denen die Schicht ruht, das Liegende, auch wenn diese Massen in ganz verschiedener Weise gelagert sind. Haben die Schichten eine Neigung von 0°—90°, so ist das Liegende vor, das Hangende nach der Schicht abgelagert; bei überkippter Stellung aber ist das Liegende die spätere, das Hangende die frühere Bildung. In ihrer Verbreitung werden die Schichten zuweilen nach und nach dünner, die beiden Schichtungsflächen nähern sich und schneiden endlich einander; man nennt diese Erscheinung das Auskeilen der Schichten. Wenn z. B. auf dem Boden eines Landsees horizontale Schichten sich ausbreiten, so wird an dem flachgeneigten Ufer desselben ein Auskeilen der Schichten sich zeigen. Bisweilen keilt sich eine Schicht nur local aus und stellt sich im weitern Verfolg der Gesteinsmasse, innerhalb welcher das Auskeilen statt fand, wieder ein; alsdann sagt man: die Schicht legt sich wieder an. Es können aber auch die Schichten bei gleichbleibender Mächtigkeit plötzlich in ihrer seitlichen Verbreitung ein Ende nehmen; man nennt dies ihr Absetzen, Abschneiden, Abstossen an einer andern Gesteinsmasse; es zeigt sich z. B. wenn Schichten in einem Bassin mit senkrechten Wänden zum Absatz gelangen, oder wenn durch Hebungs- oder Senkungsklüfte die Theile eines Schichtensystems gegen einander verschoben sind.

Wenn die Schichten von der Oberfläche des Gebirgs geschnitten

werden, so nennt man diesen Querschnitt das Ausgehende, den Ausstrich, und von den Schichten sagt man, sie gehen zu Tage aus. Stehen die Schichten steil, so heissen ihre Ausstriche Schichtenköpfe.

Diejenigen Schichten eines Schichtensystems, welche sich von den andern durch eine abweichende mineralische Beschaffenheit unterscheiden, nennt man, besonders dann, wenn sie aus einem technisch nutzbaren Mineral bestehen, Lager, z. B. Kalksteinlager im Gneiss, Eisensteinlager, oder auch Flötze, z. B. Steinkohlenflötz, Braunkohlenflötz, Kupferschieferflötz.

Die Structur der meisten Schichten ist eine anf Parallelität gegründete; die Masse des Gesteins selbst ist mit einer Schieferung oder planen Paralleltextur versehen, deren Flächen den Schichtungsflächen in der Regel parallel sind; auch noch in anderer Weise spricht sich die innerhalb der Schichten obwaltende allgemeine Parallelität der Anordnung aus: die Gesteinspartieen, welche eine verschiedene Farbe, ein verschiedenes Korn u. s. w. besitzen, erscheinen in einzelnen Streifen und Lagen, deren Richtung fast immer mit der Schichtungsfläche übereinstimmt. Wenn eine Schicht fremde Körper, z. B. Petrefacten enthält, so sind dieselben ebenfalls in der Regel lagenweise vertheilt und zwar so, dass ihre breite Seite der Schichtungsfläche parallel liegt; dasselbe ist mit accessorischen Bestandmassen und grössern Geschieben der Fall.

Während man also im Allgemeinen den Satz aufstellen kann, dass Schieferung parallel der Schichtung geht, findet von dieser Regel besonders in den Schichten des Thonschiefers und des Grauwackenschiefers eine auffallende und vielbesprochene Abweichung statt. Diese Erscheinung, welche darin beruht, dass die schieferige Textur nicht eine mit der Schichtung parallele Richtung besitzt, sondern dieselbe unter irgend einem Winkel schneidet, nennt man falsche Schieferung, auch transversale oder secundäre Schieferung. Mit dieser abnormen Schieferung ist auch eine Spaltbarkeit nach derselben Richtung hin verbunden. Die englischen Geologen bezeichnen meist diese abweichende Schieferung mit dem Ausdruck cleavage, während sie die den Schichten parallel gehende Schieferung foliation oder lamination nennen. Der Winkel, den die transversale Schieferung mit der Schichtung macht, ist ein höchst wechselnder und kann alle Grade bis zu 90° durchlaufen, in welch letzterm Falle diese eigenthümliche Schieferung recht-

winkelig durch die Schichtung hindurchsetzt. Bakewall und Eaton glaubten in früherer Zeit, dass der Durchschneidungswinkel constant 60° betrage; bei der Häufung der Beobachtungen aber hat sich das Irrthümliche dieser Annahme vollständig herausgestellt.

Bereits zu Ende des vorigen Jahrhunderts war aufmerksamen Beobachtern diese eigenthümliche Erscheinung nicht entgangen. Schon Lasius erwähnt sie in seinen Beobachtungen über das Harzgebirge (1789), Voigt in seiner practischen Gebirgskunde (1797), Mohs in v. Moll's Ephemeriden III. 1807. 71, von Hoff beschreibt sie von den Schieferbrüchen bei Lehesten in Franken, Schmidt an westphälischen Schiefern (Karstens Archiv VIII. 234), in England erkannte John Phillips in Yorkshire den Unterschied zwischen wahrer und falscher Schieferung.

Dadurch gewinnt die transversale Schieferung noch an Interesse, dass sie mit der allerbeständigsten Regelmässigkeit durch weitausgedehnte Schichtensysteme ganzer Gebirgsketten hindurchzieht, stets dieselbe Richtung verfolgend, die Schichten mögen eine Neigung haben, welche sie wollen. Auf diese merkwürdige Unabhängigkeit der falschen Schieferung von den wechselndsten Biegungen, den auf- und niedersteigenden Windungen der Schichten hat wohl zuerst Sedgwick aufmerksam gemacht; sie fand vollständige Bestätigung durch Forbes und Studer in den Alpen, durch Darwin in den Anden, durch die Brüder Rogers in den Apalachen und viele andere Forscher in andern Gebirgen.

Die transversale Schieferung tritt mitunter in solch vollkommener Ausbildung auf, dass die ursprüngliche, der Schichtung parallele Schieferung dadurch übertroffen, ja zum grössten Theil verwischt ist; hat sich die ursprüngliche Schieferung neben der secundären noch erhalten, so zeigt das Gestein also zwei Systeme von Schieferrichtungen, die einander durchschneidend, griffelförmige Spaltungsstücke von rhomboidalem oder rhombischem Querschnitt hervorbringen. Kommt die falsche Schieferung ins Spiel und hat sie die ursprüngliche verdrängt, so kann die Richtung derselben nicht mehr zur Bestimmung der Schichtungsrichtung dienen, sondern man muss zur Erkennung der letztern andere Andeutungen benutzen, die der Schichtung parallele Verschiedenheit der Farbe, des Korns, die Vertheilung der Organismen, der gröbern Geschiebe, der Schichtungsfugen, Lettenbestege, wenn solche erkennbar sind.

Findet in einem Schichtensystem ein Wechsel von geschieferten Schichten mit andern ungeschieferten Gesteinen, Sandstein, Kalkstein statt, so ist am häufigsten ein Absetzen der transversalen Schieferung an diesen Gesteinen zu beobachten, jenseits welcher sie sich wieder fortsetzt; manchmal zeigen diese ungeschieferten Schichten indess auch eine Plattung, die der falschen Schieferung parallel geht. Harkness und Blyth erwähnen im südwestlichen Irland merkwürdige Punkte, wo die transversale Schieferung auf einzelne gewisse Schichten eines Schichtensystems beschränkt ist.

Diese Absonderung in Platten, welche den Schichten nicht parallel sind, sondern dieselben unter einem Winkel durchschneiden, ist eine Erscheinung, die sich an manchen Grauwacken, Kalksteinen und Sandsteinen zeigt und der transversalen Schieferung vollkommen verwandt ist; letzteres erhellt z. B. daraus, dass wo beide in einem Schichtensystem sich finden, ihr Verlauf ein paralleler ist. Durch mikroskopische Untersuchungen erkannte Henry Clifton Sorby an solchen Kalksteinen aus Devonshire, dass ihre aus Kalkspath bestehenden Theilchen und ihre kleinen Organismenreste mit den Flächen ihres grössten Durchschnitts der Schieferung parallel gelagert sind und also die transversale Paralleltextur sich bis auf die kleinsten Gesteinselemente erstreckt.

Die Erklärung einer solchen merkwürdigen und räthselhaften Erscheinung, wie es die falsche Schieferung ist, musste schon früh das Interesse mancher Forscher anregen. Dass eine jede ursprüngliche Schieferung eine der Schichtung parallele sein musste, und also die transversale Schieferung erst nach der Ablagerung des Gesteins innerhalb desselben im Laufe der Zeit entstanden sein konnte, war einleuchtend; die Kraft indessen, welche diese Umänderung in der Richtung der kleinsten Theilchen bewerkstelligte, wurde in sehr vielfacher Weise gedeutet.

Polaren und electrischen Kräften hat man früher die Ausbildung des transversal-schieferigen Gefüges zugeschrieben. Diese Vermuthungen gründeten sich auf einen Versuch von Robert Were Fox, nach welchem anhaltende galvanische Ströme in feuchtem Thone eine auf die Stromrichtung rechtwinkelige Schiefertextur hervorbrachten (Report on the Cornwall polytechnic society 1837). Versuche ähnlicher Art wurden später von Robert Hunt angestellt (Memoirs of the geological survey of Great Britain, I. 433). De

la Bêche bekennt sich in seinem Report on the geology of Cornwall, Devon and West-Somerset (1839. 281) zu dieser Ansicht und vermuthet, dass die polaren Kräfte mit dem Erdmagnetismus in Verbindung ständen. Evan Hopkins (On the connexion of geology with terrestrial magnetism 1851) und Scheerer (Karstens Archiv XVI. 109. 1842) schlossen sich mehr oder weniger an. Man hat auch eine durch chemische Verwandtschaft oder Wärme vermittelte Moleculartḧätigkeit, die sich als Umkrystallisirung kund gab, zur Erklärung der transversalen Schieferung in Anspruch genommen. Sedgwick, Sir John Herschel (Lyell, Manual of elementary geology II. 448, 5. Aufl.) und Darwin (geological observations on South-America 168) haben sich für dieselbe ausgesprochen. Auch Quenstedt scheint nicht abgeneigt, in der transversalen Schieferung einen Anfang von Krystallisation zu sehen, etwa dem Blätterbruch der Krystalle zu vergleichen (Epochen der Natur S. 192). Boué stellte die Hypothese auf, dass die hohe Temperatur benachbarter Eruptivmassen in den geschichteten Gesteinen die transversale Schieferung hervorgerufen habe und stützte sich dabei auf die hier und da beobachtete Erscheinung, dass Basaltgänge in den Sandsteinen, mit denen sie in Contact gekommen sind, eine parallele Plattung verursacht haben.

In der neuern Zeit hat man gelernt, in der transversalen Schieferung eine Wirkung nicht eigenthümlich geheimnissvoller, sondern gewöhnlicher rein mechanischer Kräfte zu sehen. Frühe schon war man auf die Beziehungen aufmerksam geworden, welche zwischen diesem auffallenden Texturverhältniss und dem Bau derjenigen Schichtensysteme obwalten, in denen es sich vorfindet. Es ergab sich, dass diese räthselhafte Schieferung nur in sehr stark dislocirten Schichtensystemen erscheine, und dass sie selbst in den ältesten Schieferschichten da nicht auftrete, wo diese ihre horizontale Lagerung bewahrt haben. Auch erkannte man, dass die transversale Schieferung eine und dieselbe Streichrichtung mit den Schichten behaupte, dass also das Streichen der erstern der Hauptlinie der Dislocation parallel gehe. Die Gesetzmässigkeit, mit welcher die Schieferungsflächen der Haupt-Erhebungsaxe parallel sind, ist wohl zuerst 1837 durch die Beobachtungen der Gebrüder Rogers in den Apalachen festgestellt worden.

Der aus diesen Thatsachen hervorgehende Causalnexus zwischen

der Richtung der transversalen Schieferung und derjenigen der Gebirgsdislocation leitete zuerst Baur im Jahre 1846 (Karstens u. v. Dechens Archiv XX. 398.) auf die richtige Erklärung. Er hatte seine wichtigen Beobachtungen an dem rheinischen Schiefergebirge gemacht: dieses ganze Schichtensystem unterlag einem gewaltigen Drucke, welcher von Süden nach Norden wirkte und die Schichtenmulden und Schichtensättel hervorbrachte; gleichzeitig erzeugte er in der Schichtenmasse, die auf einen kleinern Raum zusammengepresst wurde und weder weichen, noch dem Druck in anderer Art nachgeben konnte, eine innere Spannung, welche jene Schieferung zur Folge hatte; ihre Richtung ist nothwendigerweise abhängig von dem Druck, auf welchen sie rechtwinkelig stehen muss; daher erscheint auch im rheinischen Schiefergebirge die anhaltende ostwestliche Richtung der falschen Schieferung.

Ein Jahr später, 1847, gelangte Daniel Sharpe von andern Betrachtungen ausgehend, zu ganz denselben Resultaten. Der Umstand, dass in den transversal geschieferten Gesteinen die Versteinerungen sehr häufig platt zusammengedrückt erscheinen und zwar in einer Richtung, welche dieser secundären Schieferung vollständig parallel ist, wies ihn darauf hin, dass die letztere das Resultat derselben Kraft sei, welche auch die Form der Organismen veränderte, eines rechtwinkelig wirkenden Drucks. Nach zwei Jahren (1849) stellte er dieselbe Thatsache auch für fossilfreie Gesteine fest und zeigte, wie z. B. in manchen Conglomeraten flache Geschiebe mit ihren platten Seiten so gelagert seien, dass die transversale Schieferung unverkennbar Folge des Drucks sei.

Sorby war es, welcher zuerst versuchte, auf künstlichem Wege diese mechanischen Vorgänge nachzubilden; nachdem er im Jahre 1853 durch mikroskopische Untersuchungen nachgewiesen hatte, dass die transversale Schieferung hauptsächlich in einer parallelen Anordnung der Glimmerschuppen und anderer lamellarer Mineralien beruhe, stellte er 1856 ein Experiment an, in wiefern der Druck diese parallele Anordnung bewirken könne. Er knetete zahlreiche dünne Lamellen von Eisenglimmer in weichen plastischen Thon ein, so dass sie nach allen Richtungen regellos darin umhergestreut waren; diese Thonmasse unterwarf er einem starken einseitigen Druck, welcher die Folge hatte, dass alle Glimmerlamellen sich parallel und zwar rechtwinkelig auf die Druckrichtung innerhalb

des Thons anordneten. Es erinnert dieser Versuch Sorbys an die Ansichten von Poulett Scrope, welcher im Jahre 1825 in seinen Considerations on Volcanos die Paralleltextur der Trachytgesteine dadurch erklärte, dass die innerhalb der zähflüssigen Gesteinsmasse befindlichen Krystalle durch starken Druck genöthigt worden, sich mit ihren breiten Seitenflächen alle einander parallel und zwar rechtwinkelig auf die Druckrichtung zu lagern (vgl. auch Qu. journ. of the geol. soc. XII. 1856. 345).

John Tyndall brachte in mehrern bildsamen Stoffen, in Pfeifenthon und Wachs, dadurch dass er sie einer starken Pressung unterwarf eine Schieferung hervor, die derjenigen des feinsten Dachschiefers nichts nachgab; er glaubt hieraus schliessen zu können, dass es nicht der Gegenwart lamellarer Mineralelemente bedürfe, um die Schieferung hervorzurufen, sondern dass der blosse Druck dazu hinreiche. Sorby wandte dagegen ein, dass das Wachs bereits aus kleinen Krystalllamellen zusammengesetzt sei und dass also die Versuche mit diesem Körper nur die von ihm entwickelte Ansicht bestätigten. Herschel vermuthete, dass die Schieferung weniger einem gewaltig wirkenden Druck als einer blossen Verschiebung der Molecüle gegeneinander zuzuschreiben sei, die vielleicht nur durch eine Friction bewirkt werde. Laugel und Haughton haben versucht, die Wirkung des Drucks, welcher die Schieferung erzeugte, einer mathematischen Berechnung zu unterwerfen.

In der neuesten Zeit berichtete Daubrée über ähnliche Druckversuche, die er selbständig ohne Kenntniss der von Tyndall gemachten angestellt hatte. Die Entstehung des ausgezeichneten schieferigen Gefüges in Thon knüpfte er an zwei Bedingungen: die Masse muss unter starkem Druck eine Gleitung ausführen können und sich senkrecht gegen die Druckrichtung verschieben lassen, sodann muss die zu behandelnde Masse eine hinreichende Bildsamkeit besitzen. Auch hält Daubrée dafür, dass die lamellaren Gesteinselemente nicht wie Sorby annahm die Ursache, sondern vielmehr die Folge der Schiefertextur seien: sie seien spätere Bildungen in den Zwischenräumen zwischen den Schieferblättern.

Die transversale Schieferung ist eine Erscheinung, welche fast nur in den ältesten Sedimenten, den umgewandelten sog. Urthonschiefern, den silurischen und devonischen Schiefergesteinen vorkommt, obschon sie sich keineswegs an allen zeigt. Darwin beob-

achtete sie ausnahmsweise an den weitverbreiteten Schieferbildungen des Feuerlandes, welche der Kreide angehören (Geological observations on South America). An Glimmerschiefern hat man sie noch nicht wahrnehmen können.

Ueber die transversale Schieferung vgl.

Sedgwick, Transactions of the geol. soc. 1835. III. 354. Uebersetzt in Karstens Archiv 1837. X. 581.

v. Dechen, Karstens u. v. Dechens Archiv XIX. 536.

Rogers, Trans. of the roy. soc. of Edinburgh XXI. 447.

Baur, Karstens u. v. Dechens Archiv 1846. XX. 398.

Sharpe, Qu. journ. of the geol. soc. 1847. III. 74 und 1849. V. 111. auch in Geological proceedings November 1854.

Harkness and Blight, Edinburgh new philos. journ. (2) 1855. II. 247.

Sorby, Edinburgh new philos. journ. 1853. LV. 137. Qu. journ. of the geol. soc. 1854. X. 73. The London, Edinb. and Dubl. philos. magaz. (4) 1856. XI. 20 und 1856. XII. 127.

Tyndall, The Lond., Edinb. and Dubl. philos. mag. (4) 1856. XII. 35 u. 129.

Herschel, The Lond., Edinb. and Dubl. philos. mag. (4) 1856. XII. 198.

Laugel, Comptes rendus 1855. XL. 182.

Haughton, The Lond., Edinb. and Dubl. philos. mag. (4) 1856. XII. 409.

Daubrée, XVII. Band der Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des sciences, Paris 1861.

Ausser der transversalen Schieferung sind noch andere Erscheinungen bekannt, bei denen die Paralleltextur des Gesteins nicht mit der Richtung der Schichtung zusammenfällt. Innerhalb des Schiefergebirges im Rheinlande und in den Ardennen findet man manchmal einzelne Schichten, aus abwechselnden Lagen von Thonschiefer und Grauwacke zusammengesetzt, deren Richtung nicht der Schichtung des Systems und derjenigen der übrigen Lagen parallel läuft, sondern schräg dagegen steht. Élie de Beaumont erwähnt solche Vorkommnisse in seiner Explication de la carte géologique de la France I. 255. Eine ähnliche Anomalie, die vielleicht einen Schlüssel hierzu bieten kann, ist die von Naumann (Geogn. I. 448) als discordante Parallelstructur, von Lyell (Man. of elem. geol. 5. Aufl. p. 16) als diagonal oder cross stratification bezeichnete Erscheinung an Sandsteinen und losen Sanden, welche darin beruht, dass innerhalb einer Ablagerung dieser Gesteine in kurzen Zwischenräumen die Paralleltextur und mit ihr Färbung und Korn vollständig und regellos wechselt, wodurch oft scharf von einander abgeschnittene, wie Bruchstücke erscheinende Systeme von Parallel-

textur hervorgerufen werden. Ohne Zweifel wurden diese durch das Hin- und Herfluthen des Wassers gebildet, aus welchem sich der Sandstein absetzte. Vorzüglich zeigt der Vogesensandstein diese Eigenthümlichkeit, die aber auch den jüngsten Sandsteinen nicht fremd ist.

Élie de Beaumont, Mém. pour servir à une descript. géol. de l. Fr. 1830. I. 21.

Darwin, geological observations on volcanic islands. 1844. 134.

Nachdem die innern Texturverhältnisse der Schichten besprochen sind, erübrigt es noch, mancherlei Erscheinungen zu erwähnen, welche an der äussern Oberfläche der Schichten sich darbieten und im innigsten, leicht nachweisbaren Zusammenhang mit der Bildung derselben stehen.

An jedem flachen, sandigen oder schlammigen Meeresstrande kann man beobachten, wie der Wellenschlag des vom Wind beunruhigten Wassers und die Ebbe und Fluth den Sand bewegt und auf seiner Oberfläche langgestreckte wellenförmige Erhöhungen und Vertiefungen ausbildet. Wenn durch die Erhärtung des thonigen oder kalkigen Cäments eine solche Sandschicht fest wird und über derselben eine neue gleichartige Schicht sich ablagert, so finden sich zwischen den Schichten die wellenförmigen Erhabenheiten und Vertiefungen letztere ausgefüllt von dem neu zugeschwemmten Material. Diese sog. Wellenfurchen (ripple marks) zeigen sich hauptsächlich an Sandsteinen, Grauwacken, Thonschiefern und Schieferthonen und zwar schon in sehr alten Formationen, z. B. höchst ausgezeichnet im rheinischen Schiefergebirge. Die Furchen sind dann und wann etwas gekrümmt, stets aber in ihrer grössten Erstreckung parallel, und zwar ist diese immer rechtwinkelig auf die Richtung, welche das spülende Wasser einschlug. Aus den Beobachtungen von White und Siau geht übrigens hervor, dass nicht nur am flachen Strande, sondern auch in grösserer Meerestiefe (bis zu 180 Mr.) solche Wellenfurchen entstehen.

In gleicher Weise, wie die Wellenspuren, hat man auch an einigen Orten Spuren von »vorweltlichen« Regentropfen zwischen den Schichten beobachtet, welche, während diese sich bildeten, etwa zur Zeit der Ebbe auf ihre noch weiche Oberfläche niedergefallen sind; sie stellen sich als unregelmässig nahe aneinander gereihte kleine runde Vertiefungen mit schwach erhöhten Rändern

dar, welche von der nächsten Sand- oder Schlammschicht überdeckt, so dem heutigen Tage als Denkmale meteorologischer Processe erhalten blieben, welche vor Millionen Jahren stattfanden. Cunningham und Buckland beobachteten und erklärten diese eigenthümliche Erscheinung zuerst. Von besonderer Schönheit und Deutlichkeit finden sich diese Spuren fossiler Regentropfen in dem Triassandstein des Corse-hill-quarry bei Annan in der südlichen Grafschaft Dumfries; auch im permischen Sandstein von Storeton-hill in Cheshire, im bunten Sandstein auf dem Wege von Plombières nach dem Ajol-Thal in den Vogesen. In America hat man sie in neuerer Zeit ebenfalls häufig und ausgezeichnet angetroffen. Lyell fand sie auf den Sandsteinen von Newmark in New-Jersey, R. Brown im Schieferthon der Steinkohlenformation vom Cape Breton.

Whitney und Desor glauben, dass diese rundlichen Vertiefungen nicht durch Regentropfen, sondern durch Luftblasen entstanden sind, welche unter dem angespülten Sand begraben wurden, und zerplatzend den Sand um sich herum aufwarfen. Auch Bronn erklärte sich gegen die Deutung dieser Gebilde als Regentropfen.

Vgl. Frorieps neue Notizen 1839. XI. 134.
Lyell in Royal institution of Great Britain. 4. April 1851.
Whitney und Desor in N. Jahrb. f. Min. 1852. 110.
Bronn in N. Jahrb. f. Min. 1837. 407.
Marcel de Serres (Plombières), Comptes rendus LIII. 1861. 649.

Die Schichten haben wie den Wellenschlag und die Regentropfen, so auch die Fussstapfen von Thieren in höchst getreuen Abdrücken bewahrt. Die Thiere, welche über noch nicht völlig erhärtete thonige oder sandige Schichten wandelten, mussten auf der Oberfläche derselben das plastische Bild ihrer Fusssohle als vertieften Eindruck zurücklassen. Neu zugeschwemmtes Material füllte diese Vertiefungen aus, daher sehen wir jetzt an der Unterfläche der obern Schicht die Fussstapfen im Relief, im Abguss, an der Oberfläche der untern Schicht dagegen dieselben als Eindruck. Diese Thierfährten, auch Ichniten genannt, treffen wir immer reihenweise so angeordnet an, wie die Thiere einherschritten; man kann daraus Art, Grösse und Richtung des Schrittes erkennen, bei Vierfüsslern überdies Hinterfuss und Vorderfuss im Abdruck unterscheiden. Wegen der Aehnlichkeit mit der menschlichen Hand nannte man anfangs das problematische Thier, dem solche Fussstapfen angehörten, Chirotherium. Allmählich haben sich die bekannten Vor-

kommnisse, die sich meist in Sandsteinschichten von hohem Alter finden, ziemlich gehäuft.

Zuerst beobachtete im Jahre 1828 diese Thierfährten Duncan in dem Buntsandsteinbruch von Corncokle-Muir in der Grafschaft Dumfries, wo viele mit ihnen versehene Schichten übereinander liegen. Grosses Aufsehen in Deutschland machte 1833 der Fund gewaltiger bis zu 1 Fuss grosser Thierfährten bei Hessberg im Werrathal, unweit Hildburghausen (Sickler, Sendschreiben an Blumenbach über die höchst merkwürdigen Fährten urweltlicher Thiere), welche Owen einem Labyrinthodon zuschrieb. Auch zu Neuenstein in Würtemberg wurden sie später entdeckt. Den Hessbergern ähnliche Fussspuren, aber in noch ältern, der Steinkohlenformation angehörigen Sandsteinen fand King 1844 am Chestnut-Ridge, 27 engl. Meilen von Greensburgh in Pennsylvanien. Höchst merkwürdig sind die Vogelfährten (Ornithichniten) aus den Sandsteinschichten der Steinkohlenformation im Thale des Connecticut, welche schon 1801 entdeckt, aber 1836 erst von Hitchcock beschrieben wurden. Sie sind von colossalen Dimensionen, 15—18 Zoll lang; die grösste Art dieser Vögel (Ornithichnites giganteus) machte Schritte von 4—7 Fuss, also weiter als der Strauss. Diese Reliquien der, wie es scheint, ohne weitere Reste spurlos verschwundenen Vögel finden sich in grosser Verbreitung das ganze Connecticutthal aufwärts bis in das nördliche Massachusetts. Nach J. Deane kommen ebenfalls Spuren von Schildkröten, Sauriern, Batrachiern, Krebsen und Würmern in diesen Schichten vor.

Auch bis in jüngere Gesteine reichen die Fährtenabdrücke hinauf. Desnoyers fand in den tertiären Gypslagern von Montmorency Fährten von Hufthieren, Krokodilen, Schildkröten, Vögeln.

Lyell beobachtete in Nordamerica an dem rothen Schlamm zerstörter Sandsteinfelsen, den der Lorenzstrom mit sich führt und zur Zeit der Fluth absetzt, eine noch jetzt vor sich gehende Bildung von Fährten- und Regentropfen-Abdrücken. Der Sandpfeifer (Tringa minuta) lief auf der erhärtenden Schlammschicht umher und drückte seine Zehen in ihr ab; auch wies sie noch die Spuren des einige Tage zuvor gefallenen Regens auf. Als andere Schichten sich darüber abgesetzt hatten, und das Ganze durch Einfluss der Sonnenwärme zu einem ziemlich festen schieferigen Sandstein erhärtet war, fand er auf den gespaltenen Platten desselben

jene Eindrücke gerade so, wie sie sich in den älteren Sandsteinen darbieten.

Aus der reichen Literatur über Fährten seien nur einige Abhandlungen angeführt:

Duncan in Transact. of the roy. soc. of Edinburgh 1828.
Ueber die Ornithichniten im Sandstein des Connecticutthales, The Americ. journ. of sciences and arts. 1836. XXIX. 307 (Hitchcock) und 1841. XLI. 165.
Girard, N. Jahrb. f. Min. 1846. 1.
King in Qu. journ. of the geol. soc. 1846. II. 418; vgl. auch Am. journ. of sc. (2) II. 25 und N. Jahrb. f. Min. 1847. 383.
Harkness und Jardine über Thierfährten im bunten Sandstein der Grafschaft Dumfries in The annals and magaz. of nat. history (2) 1850. VI. 203.
S. H. Buckles, Vogelfährten im englischen Wealden, Qu. journ. of the geol. soc. X. 1854. 456.
J. Deane, N. Jahrb. f. Min. 1857. 874.
Binney, F. im Millstonegrit von Tintwistle, Cheshire, Qu. journ. of the geol. soc. XII. 1856. 350.
Desnoyers in Comptes rendus XLIX. 1859. 67.
Ueber Pseudo-Ichniten siehe N. Jahrb. f. Min. 1843. 190 und 1853. Taf. II, III und IV.

Wenn die Oberfläche einer Schlammschicht rasch eintrocknete, so erlitt sie manchmal, wie erhärtender Thon es zeigt, eine Zerberstung in Spalten, die nach allen Richtungen hin unregelmässig sich zertheilen und einander durchkreuzen. Wird nun neues Material darüber gespült, so muss dasselbe in ganz ähnlicher Weise, wie es die Fussstapfen ausfüllt, auch in diese Risse eindringen. Nach dem Festwerden der Schichten sieht man also beim Loslösen derselben auf der Unterfläche der bedeckenden Schicht die Reliefbilder der Spalten als ein vielverschlungenes Netzwerk von hervorstehenden Adern und Leisten. Solche rippenartige Abgüsse von Rissen hat man hier und da in ältern Gebirgen gefunden, namentlich sehr ausgezeichnet zu Hessberg bei Hildburghausen. Ueberhaupt erscheinen sie häufig in Verbindung mit Fährten und sie setzen dann stets durch die letztern hindurch, da diese, welche in dem plastischen Schlamm sich bildeten, früherer Entstehung sind, als die Risse, welche erst während der Erhärtung des Schlamms sich öffneten. Vereinzelte Beobachter haben früher diese Adern als pflanzliche Formen gedeutet (Sickleria labyrinthiformis, Müller in Mohl und Schlechtendal, bot. Zeitg. 1846. 1).

Verwandter Bildung sind eigenthümliche krystallähnliche Gestalten, welche an manchen Orten die Schichtungsflächen von Schieferletten, Mergeln, Kalksteinen, sehr häufig auch von Sandsteinen bedecken und aus derselben Gesteinsmasse bestehen. Es stellen sich diese Formen meist als etwas verzerrte Hexaeder mit eingedrückten Flächen dar und es ist wohl niemals zweifelhaft gewesen, dass sie Pseudomorphosen nach Kochsalz sind, zumal sie seine andern treppenartig vertieften characteristischen Krystallgestalten ebenfalls nachahmen, und hauptsächlich nur in solchen Schichtensystemen vorkommen, welche auch sonst salzführend sind. An der Oberfläche des als weicher Schlamm abgelagerten Mergels, Schieferlettens und Sandsteins entstanden aus darüberstehendem Salzwasser Kochsalzwürfel; sie bildeten sich auch nach unten in die weiche, nachgiebige Masse eingreifend aus; es lagerte sich eine neue Schicht darüber ab, wodurch die noch nicht vollständig erhärteten Kochsalzkrystalle manchmal verdrückt und verschoben wurden. Zugleich aber wurden sie durch die Feuchtigkeit der neuen Schicht aufgelöst, deren noch weiches und plastisches Material sich in die leeren Räume eindrückte, welche durch die aufgelösten Krystalle in der unterliegenden mittlerweile bereits erhärteten Schicht gebildet waren. Die Krystallgestalten zeigen sich daher ganz analog den Thierfährten an der Unterfläche der Schichten. Sie sind ebenso gültige Beweise für die Bildung der sie einschliessenden Schichten aus salzigem Meerwasser, wie die Ueberreste von Meerthieren. Bei Eicks unweit Commern in dem Eifeler Muschelkalk finden sich nach Nöggerath auch vierseitige quadratische Pyramiden, deren gleichschenkelige Dreiecksflächen parallel mit ihren Basen treppenartig gefurcht sind; sechs solcher Formen gehören zusammen und bilden in ihrer Vereinigung den getreuen Abguss der bekannten Krystallskelette des Salinenkochsalzes. Aehnliche Formen beschrieb Hausmann aus dem Muschelkalk des Schiffenbergs oberhalb Hehlen und fand der reitende Förster Strüver am Feldberg bei Hohe und in der Gegend von Bodenwerder, wo sie bisweilen fast ganze mergelig-kalkige Schichten zusammensetzen.

Vorwiegend sind die Triasschichten, als die hauptsächlich salzführenden, die Fundstätten dieser Kochsalzformen. Bekannt durch die Menge derselben ist der sog. krystallisirte Sandstein des mittlern Keupers aus der Gegend von Esslingen, Stuttgart und Tü-

bingen; in ungeheuerer Zahl finden sie sich in einem grünlichen Mergel von Gössling bei Ips in Oberösterreich mit Gyps und Mergel erfüllt. Auch die rothen Mergel von Berchtesgaden, die Salzthone von Aussee, Hallein und die bunten Mergel und Sandsteine von Fulda sind reich daran. Im Mergel des Steinsalzgebirges von Soovar in Ungarn zeigen sich ebenfalls diese Erscheinungen: ein einziges Gypsindividuum nimmt, von einer Dolomitrinde umgeben, die Stelle des fortgeführten Steinsalzes ein. Fournet beobachtete sie auch in dem rothen Sandstein der Gegend von Lyon, des Mont Dor, bei Chessy und bei Blacet unweit Villefranche.

Bis in die salzführenden Obersilurschichten des Staates New-York reichen diese Bildungen (hoppers genannt) hinunter. Lewis Beck und Lardner Vanuxem fanden sie sehr ausgezeichnet zu Lenox in Madison Cty, am Nine-Mile-Creek und zu Camillus in Onondaga Cty, wo ein Mergellager von mehrern Fuss Mächtigkeit fast ganz aus solchen treppenförmigen Pyramiden zusammengesetzt ist, von denen die grössten 8 Zoll Durchmesser besitzen.

Jordan in Mineralogische und chemische Beobachtungen und Erfahrungen, Göttingen 1800 und Jäger, Denkschr. der Aerzte und und Naturf. Schwabens. 1805. I. 293 beschrieben sie zuerst.

Eaton gab die erste Erklärung in The Am. journ. of sc. XV. Nr. 2. 1829.

v. Alberti, Monographie des bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers 1834. 147 u. 188 über die krystallisirten Sandsteine.

Lewis Beck, Geological survey of the state of New-York I. 1838. 15 u. 285.

Nöggerath in N. Jahrb. f. Min. 1846. 307 und in Verhandl. des naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. und Westph. 1854. XI. 385.

Hausmann, Nachrichten von der G. A. Universität und d. K. Ges. d. Wiss. zu Göttingen 1846. 113 u. 225 und Karstens u. v. Dechens Archiv 1847. 494.

Haidinger in Poggend. Ann. LXXI. 247 und den Naturwiss. Abhandl. I. 1847. 65.

Gutberlet, N. Jahrb. f. Min. 1847. 405 u. 513 beschrieb die hessischen.

M. J. Fournet, Histoire de la Dolomie 1847. 117.

Strickland, Qu. journ. of the geol. soc. 1853. IX. 5 führt sie aus dem englischen Keuper auf.

Andrae, Verhandl. des nat. Ver. der Rheinl. und Westph. 1861. 73. N. Jahrb. f. Min. 1861. 573.

Es seien an dieser Stelle auch die eigenthümlichen Stylolithen erwähnt, deren Natur und Bildungsweise noch immer dunkel und räthselhaft ist. Es sind geradegestreckte, im Umriss cylinderförmige, stengelartige Gestalten, mit einer zarten Längsstrei-

fung, wie sie gespaltenem Holz eigen ist, oft auch mit einer leichten Querrunzelung versehen, welche sich in Kalken und Mergeln, am vorzüglichsten in denen der Muschelkalkformation finden. Sie bestehen immer aus derselben Masse, wie das Gestein, welches sie enthält. Zwischen dem Stylolithen und dem umgebenden Gestein, in welchem seine Oberflächenform abgedrückt ist, zeigt sich meistens eine schmale Fuge, die entweder leer oder mit Letten oder Eisenocker erfüllt ist, so dass der Stylolith sich herauslösen lässt. Ihre Grösse schwankt von einem Zoll bis zu einem Fuss, ihre Dicke von wenigen Linien bis über einen Zoll, ihre Richtung ist meistens senkrecht auf den Schichtungsflächen; man findet sowohl aufrecht stehende Stylolithen, solche welche oben mit einer horizontalen oder schiefen Endfläche abgegrenzt sind und nach unten mit der unterliegenden Schicht verfliessen, als auch niedersteigende Stylolithen (Gegenstylolithen Quenstedts), welche oben mit der Schicht zusammenhängen und unten mit einem Abschnitt endigen. Oft entsteht dadurch ein förmliches zahnartiges Ineinandergreifen der Schichten, wie es Hundeshagen vom Weimarsteine beschreibt und mit der Sutur der Schädelknochen vergleicht. Die regelmässigern Stylolithen tragen auf ihrer Endfläche oftmals eine Muschel oder das Stielglied eines Enkriniten und es entsprechen alsdann nach den Beobachtungen Quenstedts die Rippen und Furchen auf der Cylinderfläche des Stylolithen genau den hervortretenden Zacken und einspringenden Winkeln am Rande der Muschel oder des Stielgliedes. Die Enden der unregelmässiger geformten, welche die grössere Zahl ausmachen, sind meistens mit Letten bedeckt.

Die erste Erwähnung finden diese merkwürdigen Formen (aus dem thüringischen Muschelkalk) in den geognostischen Arbeiten von Freiesleben 1807. Am ausgezeichnetsten und deutlichsten sind die aus dem Muschelkalk von Rüdersdorf bei Berlin, denen Klöden zuerst den Namen gab. Er hielt sie für Versteinerungen von Beroëartigen Thieren. Man hat sie auch in Zechsteinkalken sowie in den Mergeln des Buntsandsteins und der Juraformation nachgewiesen. Stylolithen im Zechstein erwähnen Geinitz von Corbusen bei Ronneburg in Sachsen und v. Dechen von Hasel in Schlesien; hierher gehören auch die ausgezeichneten vom Weimarsteine bei Allendorf an der Werra. Die Entstehung der Stylolithen ist in mannchfacher Weise gedeutet worden und hat manche Kämpfe hervor-

gerufen. Quenstedt hielt sie zuerst für Ausfüllungen von Hohlräumen, welche durch das Aufwärtsbewegen von Muschelschaalen in noch weichem Gestein entstanden seien. Plieninger glaubt, dass senkrechte Zerklüftungen, wie sie in eintrocknendem Schlamm entstehen, den Anstoss zur Stylolithenbildung gegeben haben; die so hervorgerufenen säulenförmigen Gestalten konnten durch Regen eine gefurchte Oberfläche erhalten. Durch v. Cotta und Rossmässler wurden die Stylolithen in Verbindung mit den Eisstengeln gebracht, welche im Winter sich aus dem Boden erheben. Man hat auch (Fallati in Wildbad und Quenstedt) die Stylolithen mit den Gletschertischen oder den kleinen Erdpyramiden verglichen, welche sich säulenförmig erheben, indem ihre Umgebung durch Regen weggewaschen wird, während sie selbst durch ein aufliegendes Steinchen geschützt werden. Quenstedts neueste Ansicht über den Bildungshergang ist: zwei Schichten wurden übereinander abgelagert, getrennt durch Muscheln und eine Lettenschicht. Die beiden Schichten hatten verschiedene Härte, durch den Druck der auflagernden Massen riss die Lettenschicht und die untere und obere Bank drangen ineinander, wodurch die Stylolithen entstanden. v. Alberti erklärte sich gegen diese Annahme.

Freiesleben, Geognostische Arbeiten I. 1807. 69.

Klöden, Versteinerungen der Mark Brandenburg. Berlin 1834. 288.

Virlet, Bull. d. l. soc. géol. (2) III. 327 fand bei Dijon fusslange Stylolithen.

Quenstedt, N. Jahrb. f. Min. 1837. 496 und Württemberg. naturwiss. Jahreshefte 1853. IX. 71, auch Sonst und Jetzt 1856. 55 und Epochen der Natur 1860. 200.

Plieninger, Württemberg. naturwiss. Jahreshefte 1852. VIII. 78.

v. Alberti, Württemberg. naturwiss. Jahreshefte 1858. XIV. 292.

H. v. Meyer, N. Jahrb. f. Min. 1862. 590.

Die besprochenen Verhältnisse der Wellenfurchen, Regentropfeneindrücke, Thierfährten, Leistennetze, Kochsalzpseudomorphosen finden sich natürlicherweise nur auf den Schichtungsflächen der aus dem Wasser abgesetzten Sedimente.

Wir wenden uns nun zu der Betrachtung der **Lagerungsweise der Schichten**, um über diese Verhältnisse, wenn sie auch strenggenommen nicht in das Gebiet der Petrographie gehören, wenigstens das Wichtigste mitzutheilen.

Der Natur der Sache gemäss haben sich die sedimentären Schichten ursprünglich auf dem Grunde der Gewässer in horizon-

taler oder doch nur sehr wenig geneigter Lage gebildet, indem ihr Material bei seinem Absatz der Wirkung der Schwere folgte. Wenn auch der Boden eines Bassins uneben war, so wurden die Vertiefungen sehr bald ausgeglichen, die Schichten wurden immer mehr, zuletzt vollständig horizontal. Diese ursprüngliche Horizontalität der Schichten ist einer der wichtigsten Grundsätze, die man bei der Lehre von der Gesteinslagerung festhalten muss. Um so erforderlicher ist es mithin, auch die wenigen Ausnahmen kennen zu lernen, bei denen der ursprüngliche Absatz der Schichten in einer geneigten Lage stattfand.

An den Küstenstrichen des Meeres und der Landseen, wo der Bassinrand steil abfällt, müssen die Geröll-, Sand- und Schlammmassen, welche die einmündenden Flüsse hineinführen, sich nothwendig in einer geneigten Lage absetzen. Je weiter in das Bassin hinein aber der Absatz des Materials sich erstreckt, um so mehr muss derselbe eine horizontale Lage annehmen. Der Schichtenabsatz an dem Absturz des Bassinrandes wird dabei eine unregelmässige keilförmige Gestalt annehmen, indem nach unten hin (je nach den Umständen auch nach oben hin) eine plötzliche und bedeutende Zunahme der Mächtigkeit erfolgt. Rozet, de la Bêche, Studer und Lyell haben diese Art der Ablagerung genauer untersucht und es ergibt sich aus ihren Beobachtungen, dass auf dem steilen Abfall eines Meeres- oder Landseeufers sich noch Geröll- und Sandschichten absetzen können, welche unter 35° geneigt sind; diese Neigung bildet jedoch auch die Grenze, bis zu welcher der Absatz möglich ist; immerhin aber sind solche geneigte Schichtensysteme nur locale Erscheinungen und es ist natürlich, dass sie auch keine grosse Ausdehnung in die Tiefe besitzen.

Diese Ausnahmen also abgerechnet fand der Absatz der Schichten in horizontaler Weise statt. Eine jede stärkere Abweichung von der Horizontalität der Schichten muss demnach der Einwirkung späterer Einflüsse, einer Dislocation und gewaltsamen Störung des ursprünglichen Schichtenbaus zugeschrieben werden. Saussure sagt schon in seinen Voyages dans les Alpes (1792—1796. II. 99), während er die senkrechten Conglomeratschichten von le Plan des Céblancs bei Val Orsine beschreibt, welche dicke Bruchstücke von Gneiss und Glimmerschiefer enthalten, »dass ein Stein von der Grösse eines Kopfs sich an einer senkrechten Wand festgehalten

und da gewartet habe, bis die feinern Sandtheilchen ihn einhüllten und an seiner Stelle befestigten, das zu glauben ist ungereimt und unmöglich.« Man muss es mithin als vollständig erwiesen betrachten, dass jene Conglomerate ursprünglich in einer ganz oder nahezu horizontalen Lage gebildet wurden und dann nach ihrer Festwerdung emporgehoben worden sind.

Es können zwar solche Schichten, welche einen durch chemische Verwandtschaft erfolgten, krystallinischen Niederschlag darstellen, in geneigter, selbst ganz verticaler Lage entstehen, gerade wie sich in Wasserleitungen und Röhren die Ausscheidungen von kohlensaurem Kalk und in den Krystallisirbottichen die Salzkrusten ebenso gut an den obern und seitlichen Wandungen absetzen, wie auf dem Boden, indem die Krystallisations- und Adhäsionskraft der Schwerkraft gänzlich oder grösstentheils das Gleichgewicht hält. Allein es ist dies eine Bildungsweise, welche nur auf einen äusserst geringen Kreis von Gesteinen Anwendung finden kann.

Allgemein unterscheidet man bei der Lagerungsweise der Schichten zweierlei, ebenflächig ausgedehnte und gebogene Schichten; die Biegungen der Schichten sind, wie erwähnt, nicht ursprünglich, sondern das Resultat mechanisch wirkender Kräfte. Bei weitem die meisten Schichten sind ebenflächig, oft über weite Räume hin ausgedehnt; die ebenflächig ausgebreiteten Schichten können jede beliebige Neigung, jeden beliebigen Fallwinkel zeigen.

Die Biegung der Schichten stellt sich in gar mancherlei Weise dar; wir können hier mit Naumann (Geognosie I. 882) unterscheiden:

einfach gebogene Schichten: man sieht nur eine einzige stetig ausgebildete Krümmung, welche sich weiterhin nicht wiederholt;

einfach geknickte Schichten: man sieht eine einzige scharfe und unstetige Richtungsänderung ihres Verlaufs;

gefaltete Schichten: sie zeigen mehrfach hintereinander wiederholte Biegungen, welche in sehr verschiedener Weise ausgebildet sein können, daher man wellenförmig-, zickzackförmig-, schleifenförmig- und cylindrisch gefaltete Schichten unterscheidet. Die Stauchung der Schichten besteht wesentlich in einer einfachen oder wiederholten scharfen aber kurzen Biegung oder Knickung;

ganz regellos gewundene Schichten: diese erscheinen nicht selten in so auffallender Weise gebogen, dass sich die Windungen und Verdrehungen gar nicht mehr beschreiben, sondern nur noch

etwa mit den Zeichnungen mancher marmorirter Papiere vergleichen lassen.

Bei dem gebogenen Schichtenbau haben wir noch einige Fälle näher ins Auge zu fassen, für welche man sich besonderer Bezeichnungen bedient.

Wenn die Schichten mit rundlichen Biegungen niederwärts gekrümmt sind, so dass jede einzelne eine Concavität darstellt, so nennt man diese Schichtenlagerung eine Mulde; sind dagegen die Biegungen in ähnlicher Weise aufwärts gerichtet, so dass eine convexe Krümmung derselben entsteht, so bezeichnet man dies als Sattel. Mulden und Sättel, in grösserm oder kleinerm Maassstabe, erscheinen sehr häufig in manchfacher und zahlreicher Repetition mit einander verbunden über weite Gebiete verbreitet. Die Schichtenmulden und Schichtensättel sind meist langgestreckte Schichtengebäude. Muldenlinie nennt man diejenige Linie, welche durch die tiefsten Punkte einer muldenförmig gebogenen Schicht gelegt werden kann, Sattellinie ebenso diejenige, welche die höchsten Punkte einer sattelförmig gebogenen Schicht verbindet. In einer jeden aus mehrern Schichten bestehenden Mulde wird man also eigentlich für jede Schicht eine besondere Muldenlinie zu unterscheiden haben, ebenso in einem Sattel für jede Schicht eine besondere Sattellinie; da aber meist die Mulden aus conform in einandergeschachtelten, die Sättel aus conform über einandergewölbten Schichten zusammengesetzt sind, so werden die vielen Muldenlinien einerseits, die vielen Sattellinien andererseits unter einander parallel sein, für eine Mulde wird es also dann nur eine Muldenlinie, für einen Sattel nur eine Sattellinie geben. Das Streichen und Fallen der Mulden- und Sattellinie wird ebenso bestimmt, wie es für die Schichten geschieht. Die beiden Hälften, in welche eine Mulde oder ein Sattel vermittelst derjenigen Ebenen, welche die in einer Mulde untereinander-, in einem Sattel übereinanderliegenden Mulden- und Sattellinien mit einander verbinden, getheilt wird, heissen die Mulden- und Sattelflügel. Wenn sich, wie dies meist der Fall ist, eine Mulde seitlich unmittelbar an einen Sattel anschliesst, so sind dieselben Schichten, welche für die Mulde den Muldenflügel bilden, zugleich für den benachbarten Sattel der Sattelflügel. Nicht selten ist der Fallwinkel zweier Flügel eines Sattels oder einer Mulde verschieden; während z. B. der eine Flügel nur eine geringe Neigung besitzt, fällt der

andere unter starkem Winkel ein oder steht fast senkrecht. Dabei aber ist es gewöhnlich, dass diese Erscheinung bei allen mit einander verbundenen Mulden und Sätteln sich ziemlich gleichmässig in der Weise wiederholt, dass die nach derselben Himmelsgegend fallenden Flügel auch ein genähertes Maass des Einfallens beobachten lassen. Bisweilen kommt die Erscheinung vor, dass die beiden Flügel einer und derselben Mulde oder eines und desselben Sattels nach derselben Gegend zu einfallen, was man als die überkippte Lagerung bezeichnet; es gewinnt hier der eine Flügel das trügerische Ansehen, als ob er das Hangende oder Liegende des andern sei.

Die Umbiegungen der mulden- und sattelförmigen Schichten sind meistens stetig wellenförmig gerundet, bisweilen aber auch sind sie scharf ausgebildet, so dass die aufeinander zulaufenden Flügel einen scharfen Winkel bilden und die Mulden- und Sattellinie in einer Knickung liegt. Der Verlauf der Flügel ist auch nicht immer ein stetiger, bisweilen sind die Flügel eines grossen muldenförmig und sattelförmig gelagerten Schichtensystems selbst wieder wellenförmig gewunden, oder zickzackförmig gefaltet; letzteres ist besonders bei den steiler einfallenden Flügeln der Fall; die Kanten der Falten streichen alsdann der Muldenlinie parallel; desgleichen sind die eigentlichen Umbiegungen der Mulden und Sättel mitunter wellenförmig oder zickzackförmig gegliedert.

Die Mulden sind oft in sehr grossen Dimensionen, namentlich mit sehr bedeutender Tiefe ausgebildet. Nach v. Dechen beträgt die Tiefe der Steinkohlenmulde zu Lüttich am Mont St. Gilles 3650 Fuss unter der Oberfläche oder an 3250 Fuss unter dem Meeresspiegel; die Mulde der Ebersdorfer Steinkohlenbildung in Sachsen ist 14000 Fuss breit und 4000 Fuss tief, die des Steinkohlenbeckens von Mons in Belgien besitzt eine Breite von 28000, eine Tiefe von 5500 Fuss. Alle diese Tiefen sind aber nur als gering zu betrachten gegen diejenige, welche die Lagerung der Steinkohlenflötze in dem Revier von Saarbrücken offenbart; wiederholte Aufnahmen v. Dechens haben ergeben, »dass das unterste Kohlenflötz, welches in der Gegend von Duttweiler bekannt ist, bei Bettingen nordöstlich von Saarlouis bis 19406 und 20656 Fuss (0,9 geogr. Meile) unter dem Meeresspiegel herabgeht«.

Die Erosion, während sehr langer geologischer Perioden auf

die Erdoberfläche wirkend, hat dieselbe geebnet, frühere Erhabenheiten mehr oder weniger weggewaschen; daher sind denn auch die Sättel sehr häufig nur noch theilweise vorhanden, so dass bloss die beiden Flügel eines frühern Sattels sich finden und die Sattelwendung vermisst wird. Der durch Erosion zerstörte Zusammenhang der Sattelflügel lässt sich gewöhnlich mit ziemlicher Sicherheit aus der Lage der übriggebliebenen Reste projiciren; man nennt solche projectirten Sattelwendungen, deren Lage man sich mithin in der Atmosphäre vorstellt, Luftsättel. Diese Reconstruction der Sättel ist für geognostische und bergmännische Zwecke oft von grösster Wichtigkeit.

Den aufwärts-concaven Schichtenbau der Mulden bezeichnet man auch als synklinen, den aufwärts-convexen Schichtenbau der Sättel als antiklinen Schichtenbau.

Fächerförmiger Schichtenbau ist derjenige, bei welchem beide nach verschiedener Richtung (widersinnig) fallenden Theile (Flügel) durch verticale Mittelglieder mit einander in Verbindung stehen. Man unterscheidet aufrecht- und verkehrt-fächerförmige Schichten; die erstern divergiren in ihrer Stellung nach oben, sind also synklin, die letztern convergiren nach oben, sind also antiklin ausgebildet. Namentlich bei den krystallinischen Schiefern ist der fächerförmige Schichtenbau, dessen Entstehung immer noch nicht zur Genüge aufgeklärt ist, sehr vielfach verbreitet. Die oben erwähnte überkippte Lagerung der Mulden- und Sattelflügel, bei welcher beide kein widersinniges, sondern nach derselben Gegend gerichtetes Einfallen besitzen, nennt man auch heteroklinen Schichtenbau.

Die Mulden- und Sattelbildung stellt sich noch als eine regelmässige Erscheinung dar gegenüber jenen vielfachen, seltsamen und und bizarren Windungen, Fältelungen, Verdrehungen und Stauchungen der Schichten, welche so häufig vorkommen. Alle diese Phänomene aber des stark gebogenen Schichtenbaus lassen sich genetisch durch eine, rechtwinklig auf die Streichungslinie erfolgte seitliche Pressung und Zusammenschiebung erklären, welche das ganze Schichtensystem in seiner vollen Mächtigkeit betroffen hat, und wodurch ein System von Falten hervorgerufen wurde.

James Hall hat 1788, angeregt durch die sonderbaren Stauchungen, welche die Schichten des Grauwackenschiefers an der schottischen Küste von Fast-Castle östlich nach Guns-Green bei Eyemouth

darbieten, ganz ähnliche Erscheinungen durch ein einfaches Experiment nachgebildet: Horizontal übereinander ausgebreitete Schichten von Tuch und Leinwand wurden oben mit Gewichten beschwert, und einem seitlichen starken Druck ausgesetzt, welcher vollständig analoge und höchst unregelmässige Biegungen und Aufstauchungen der Lagen veranlasste. Ein zweiter Versuch wurde mit übereinandergelegten, verschieden gefärbten noch biegsamen Thonlagen vorgenommen (vgl. hierüber Poggend. Ann. 1836. XXXVII. 273). Die Ursache dieser lateralen Pressung der Gebirgsschichten zu erörtern, würde auf Gebiete führen, die der Petrographie allzu fremd sind.

Was die gegenseitige Verbindung zweier verschiedener aneinandergrenzender geschichteter Gebirgsglieder anbelangt, so haben wir dabei zweierlei Verhältnisse kurz ins Auge zu fassen. Es erscheint entweder ein Parallelismus der Schichten und alsdann nennt man die Lagerung eine gleichförmige, concordante; oder es besteht zwischen zwei aneinandergrenzenden Schichten kein Parallelismus, dieselben befinden sich in einer ungleichförmigen, abweichenden oder discordanten Lagerung. Die grösste Abweichung der Lagerung stellt der Fall dar, dass Schichten rechtwinklig aufeinander stehen. Während die gleichförmige Lagerung stets auf einen ruhigen und ungestörten, in den meisten Fällen auch auf einen stetig und anhaltend hintereinander erfolgten Absatz derselben hinweist, zeigt die ungleichförmige Lagerung deutlich an, dass der Absatz der einen und derjenige der andern Schichten durch einen Zwischenraum getrennt war, in welchem gewaltsame Ereignisse stattfanden, wodurch die ältere unten liegende Schichtenfolge mehr oder weniger bedeutende Dislocationen erlitt. An der Hand dieser Verhältnisse ist man im Stande, die Zeit, zu welcher solche Dislocationen sich ereigneten, mehr oder weniger genau zu bestimmen, wenn die Bildungszeiten der beiden discordant gelagerten Schichtensysteme bekannt sind.

Abgesehen von der Concordanz oder Discordanz pflegt man noch allgemein folgende Lagerungsweisen zu unterscheiden:

Uebergreifende Lagerung nennt man diejenige, bei welcher das Ausgehende von Schichten durch später darüber abgelagerte Schichten gänzlich bedeckt wird; dieser Fall stellt stets discordante Lagerung dar.

Muldenförmige oder bassinförmige Einlagerung, wenn in einer

beckenförmigen Vertiefung nach und nach Schichten sich abgesetzt und ein muldenförmiges System gebildet haben, dessen Glieder der Vertiefung angepasst erscheinen, kann theils discordante, theils concordante Lagerung sein.

Deckenartige oder plateauförmige Auflagerung, wenn ein horizontal abgelagertes Gebirgsglied zusammenhängend über seine Unterlage in weiter Verbreitung ausgedehnt ist.

Buckelförmige Ueberlagerung ist diejenige, bei welcher ein geschichtetes Gebirgsglied über einer emporragenden Gesteinsmasse abgelagert ist und dieselbe derart allseitig und zusammenhängend bedeckt, dass es sich deren äussere erhöhte Form angeeignet hat.

Mantelförmige Umlagerung nennt man denjenigen Fall, bei welchem das geschichtete Gebirgsglied nach allen Seiten hin einem Mantel gleich eine oben unbedeckte emporragende Gesteinsmasse umgibt; die umlaufenden Schichten fallen gewöhnlich abwärts von dem mantelförmig umhüllten Gebirgskörper.

Dislocationserscheinungen der Schichten von besonderer Art, welche schliesslich noch Erwähnung verdienen, sind die Verwerfungen, auch Verschiebungen, Sprünge oder Wechsel genannt (faults, failles): Schichtenmassen, welche ursprünglich zusammenhingen, sind durch einen Riss oder eine Spalte von einander getrennt, und es hat dabei eine gegenseitige Verrückung oder Verschiebung ihrer Lage stattgefunden. Die Spalte, längs welcher die Verwerfung stattfand (die Verwerfungsspalte) erscheint, wenn sie einigermaassen breit war, durch eine Gangmasse ausgefüllt oder auch als leere schmale Kluft. Das Einfallen und das Streichen solcher Spalten sind sehr verschieden; gewöhnlich hat die Verwerfung in der Weise stattgefunden, dass die Schichten, welche sich im Hangenden der Spalten befanden, abwärts bewegt wurden, eine Senkung erlitten. In vielen Fällen ist aber auch die Verwerfung dadurch bewirkt worden, dass die im Liegenden der Spalte befindlichen Schichten in ein höheres Niveau gehoben wurden; Beispiele sind gleichfalls bekannt, dass die hangenden Schichten emporgerückt wurden (sog. Ueberschiebungen). Die Niveaudifferenz zwischen zwei verworfenen Schichten nennt man die Höhe des Sprunges und unterscheidet bei geneigten Verwerfungsklüften die flache Sprunghöhe, die Differenz der beiden von einander getrennten Punkte derselben Schicht, gemessen längs der Kluft, von der seigern Sprung-

höhe, welche durch den verticalen Abstand derselben beiden Punkte ausgedrückt wird. Die Grösse der Sprunghöhe ist ausserordentlich verschieden, bald beträgt sie nur wenige Zoll oder Fuss, bald sind Schichten um tausend Fuss und darüber verworfen. Von solchen grossartigen Dislocationen des ursprünglichen Schichtenzusammenhangs finden sich bei Betrachtung der Steinkohlenflötze mehrere Beispiele mitgetheilt.

Gänge (veins, dykes, filons).

Gänge sind Ausfüllungen von frühern Spalten, welche in dem festen Gestein gerissen waren; sie stellen sich als mehr oder weniger plattenförmige Parallelmassen dar, welche sowohl die geschichteten als die massigen Gesteine unter den verschiedensten Winkeln, je nach dem Verlauf der ursprünglichen Spalte durchschneiden; diese sog. durchgreifende Lagerung ist für die Gänge hauptsächlich characteristisch und stellt dieselben in scharfen Gegensatz zu den Schichten. Die Gangkörper sind sehr häufig als regelmässige Parallelmassen ausgebildet, verlaufen aber auch, je nach den Contouren und Dimensionen der frühern Spalten, in minder vollkommen geformte Massen, bis sie sich der Gestalt sehr langgestreckter Stöcke nähern (vgl. diese).

In den geschichteten Gesteinen erscheinen in Verbindung mit denjenigen Gängen, welche die Schichten unter einem bald grössern, bald kleinern Winkel durchschneiden, auch solche, welche den Schichten, zwischen denen sie eingeschlossen sind, parallel laufen, sogenannte Lagergänge; so kommt es vor, dass ein, die Schichten quer durchschneidender Gang plötzlich einen den Schichten parallelen Verlauf annimmt, um nach einiger Erstreckung abermals umbiegend, wieder die Schichten zu durchsetzen; mitunter wiederholt sich diese Erscheinung mehrfach hintereinander. Gangstöcke nennt man diejenigen gangartigen Gebirgsglieder, welche sich durch ihre Dimensionen als Stöcke (vgl. letztere) darstellen, während ihre andern Verhältnisse, namentlich die ihrer Bildung durch Spaltenausfüllung, sie als Gänge erscheinen lassen.

Für die Bezeichnung der Lage und Ausdehnung der Gänge bedient man sich im Allgemeinen derselben Ausdrücke, welche für diese Verhältnisse bei den, ebenfalls plattenförmige Gesteinsmassen darstellenden Schichten üblich sind. Die Längsrichtung des Ganges mit Bezug auf den Meridian heisst sein Streichen, die Neigung

desselben gegen den Horizont sein Fallen; beides wird in derselben Weise bestimmt, wie es für die Schichten bemerkt wurde. Nimmt er nach der Tiefe mehr Fallgrade an, so sagt man, er stürzt sich, im entgegengesetzten Falle, der Gang richtet sich auf. Den Durchmesser des Ganges bezeichnet man als seine Mächtigkeit, die Grenze desselben gegen die Gebirgsoberfläche als das Ausgehende, Ausstreichen. Es gibt Gänge, welche nicht zu Tage ausgehen; in diesem Falle hat sich entweder das Aufreissen der frühern Spalte in dem Gestein nicht bis zur Oberfläche desselben erstreckt, oder es ist demjenigen Gestein, welches den Gang umschliesst, eine jüngere Gebirgsbildung erst dann aufgelagert worden, nachdem jener bereits gebildet war. Diejenige Gesteinsmasse, welche einen Gang unmittelbar umschliesst, heisst das Nebengestein; wenn der Gang nicht vollständig senkrecht (seiger) steht, so bezeichnet man denjenigen Theil seines Nebengesteins, welcher über ihm liegt, als das Hangende, den unter dem Gang befindlichen als das Liegende. Die Grenze zwischen Nebengestein und Gang heisst das Saalband desselben.

Man pflegt die Gänge nach dem Material, aus welchem sie bestehen, in Gesteinsgänge und Erzgänge einzutheilen. Wir haben bei den folgenden allgemeinen Bemerkungen über Gänge nur die Gesteinsgänge im Auge, indem wir die erzführenden Mineralgänge, welche ihrem Material nach nicht in das Gebiet der Petrographie fallen, ausser Betracht lassen.

Die Dimensionen der Gänge zeigen sehr bedeutende Verschiedenheiten: bald besitzen sie nur eine Mächtigkeit von wenigen Fussen und sinken auf die von einigen Zollen herab, erreichen auch dann meistens in ihrem Streichen, in ihrer Längserstreckung rasch ihr Ende; bald sind sie 20, 100 und mehr Fuss mächtig und streichen dabei bis auf weite Erstreckung hin fort, ja es gibt Gänge, welche weit über 1000 Fuss Mächtigkeit besitzen und sich meilenweit in ihrem Streichen verfolgen lassen; die Teufelsmauer bei Böhmisch-Aicha im Bunzlauer Kreise ist ein Basaltgang von durchschnittlich 15 Fuss Mächtigkeit, welcher zwei Stunden weit fortzieht. Da die Gangmasse von anderer Beschaffenheit ist, als das Nebengestein und den Einflüssen der Verwitterung entweder schwerer oder leichter unterliegt, als dieses, so kommt es vor, dass das Ausgehende eines Ganges mauerartig über die Terrainoberfläche

hervorragt, oder dass die ursprüngliche Spalte bis zu einer gewissen Tiefe wieder leer geworden ist; die erstere Erscheinung bietet sich keineswegs selten und verhältnissmässig häufiger dar, als die letztere, welche sich z. B. nach Macculloch ausgezeichnet bei Strathaird auf Skye findet.

Die Mächtigkeit eines und desselben Ganges ist, wie es die verschiedene Weite der ehemaligen Spalte mit sich brachte, ebenfalls keineswegs constant, sondern grossen Abweichungen unterworfen, indem Verschmälerungen oder Verdrückungen und Erweiterungen oder Anschwellungen mit einander abwechseln. Wird der Gang fortwährend schmäler und hört zuletzt auf, so bezeichnet man dies als das Auskeilen des Ganges.

Manche grössere Gänge senden von ihrer Hauptmasse kleinere keilförmige Ausläufer in das Nebengestein aus, welche meistens von geringer Mächtigkeit und kurzer Erstreckung sind; solche zweigförmige Anhängsel der Gänge nennt man mit Naumann Apophysen. Diese seitlichen Ausläufer durchschneiden, wie die Gänge selbst, bald das Nebengestein unter irgend einem Winkel, bald laufen sie mit den Schichtungsfugen desselben parallel. Bisweilen spaltet sich auch, namentlich gegen das Ende des Verlaufs, die ganze Gangmasse in zwei gleichmächtige Aeste, welche man Gangtrümer nennt (der Gang gabelt sich); zertheilt er sich in mehrere Trümer, so spricht man von einer Zertrümerung desselben. Die Gabelung und Zertrümerung geht sowohl aufwärts in der Richtung der Aufsteigung des Ganges (in seiner Falllinie), als seitwärts in der Längserstreckung desselben (in seinem Streichen) vor sich. Die Gangtrümer kommen entweder wieder zusammen (schaaren sich) oder bleiben im weitern Verlaufe getrennt, gehen immer weiter auseinander, bis sie durch Auskeilung endigen.

Bruchstücke des Nebengesteins sind in den Gesteinsgängen keine seltenen Erscheinungen; sie sind meist von eckiger, scharfkantiger, seltener von abgerundeter Gestalt und bieten sowohl in ihren Dimensionen, als in der Anzahl, in welcher sie vorkommen, grosse Verschiedenheit dar. Scheibenförmige Bruchstücke des schieferigen Nebengesteins liegen häufig parallel dem Streichen und Fallen der Gänge in deren Masse. Bei sehr mächtigen Gängen dringen oft bedeutende Gebirgskeile des Nebengesteins, zum Theil noch mit diesem verbunden, in die Gangmasse ein.

In manchen Gegenden setzt eine grosse Anzahl von Gängen, entweder demselben Gestein oder verschiedenen Gesteinen angehörend, auf. Bald zeigen dieselben unter einander paralleles Streichen und Einfallen, bald durchsetzen sie sich gegenseitig. Macculloch beschreibt z. B. von Swisnish-Point bei Strathaird auf der Insel Skye eine sehr beträchtliche Anzahl von Gängen eines schwarzen Trappgesteins, welche senkrecht stehend und unter einander parallel horizontal gelagerte Sandsteinschichten durchsetzen. Von Bedeutung ist namentlich der Fall, dass zwei Gänge, sei es verschiedener Gesteine oder desselben Gesteins, welche einander nicht parallel laufen, zum Durchschnitt gelangen, wobei die eine Gangmasse im ungestörten Verlauf durch die in ihrem Zusammenhang unterbrochene andere Gangmasse hindurchgeht; diese Erscheinung liefert einen Anhaltspunkt für die Bestimmung des relativen Alters der beiden Gänge: es ist offenbar, dass der durchschnittene Gang früher existirt haben muss, als der ihn durchsetzende, denn es musste die erstere Gangmasse schon vollständig fertig gebildet sein, ehe durch ihren Körper diejenige Spalte hindurchreissen konnte, welche durch den letztern Gang ausgefüllt wurde. Auch Verwerfungen, welche zwei Gänge zeigen, führen natürlich zur Erkenntniss solcher relativen Altersbeziehungen: der verwerfende Gang ist allemal jünger als der verworfene. Durch derartige Verhältnisse wird nicht nur das relative Alter von Gängen verschiedener Gesteine ermittelt, sondern es zeigt sich durch dieselben auch, dass unter Gängen, welche einer und derselben Gesteinsart angehören, Altersverschiedenheiten obwalten. So wird am Schlossberg bei Heidelberg der Granit von zweierlei verschiedenen Gängen, ebenfalls aus Granit bestehend, durchsetzt; beide Ganggranite sind durch die Art ihrer körnigen Ausbildung bestimmt von einander unterschieden, und die eine grobkörnige Art der Granitgänge setzt mehrfach durch die andere feinkörnige hindurch; die durchsetzten letztern sind demnach älter als die grobkörnigen Granitgänge. Ein wahres Gewimmel von einander durchsetzenden Basaltgängen beschreibt Krug von Nidda von Djupavogr in Ostisland, welche mauerartig aus dem Tuff hervorragend, grossartige Ruinen darzustellen scheinen. Das Val del Bove am Aetna zeichnet sich durch eine grosse Menge von Lavagängen aus, welche die Lavaströme, die vulkanischen Tuff- und Conglomeratschichten durchsetzen und sich gegen-

seitig unter den verschiedensten Winkeln durchkreuzen, indem sie verschiedenalterigen Eruptionen angehören. Die Gänge dieser festern Massen erheben sich ebenfalls überall mauerartig aus den lockern Conglomeraten.

Das Gestein der Gänge lässt nicht selten eine Verschiedenheit in seiner Ausbildungsweise wahrnehmen, je nachdem man die in der Mitte befindliche oder die an die Seitenflächen des Ganges angrenzende Masse betrachtet. So ist es eine nicht gar seltene Erscheinung, dass die Textur des Ganggesteins in der Mitte deutlich krystallinisch oder grobkörnig ist und in der Richtung nach dem Nebengestein zu immer feinkörniger wird, bis endlich zunächst den Saalbändern ein scheinbar dichtes Gestein sich zeigt. Bei Granitgängen, Grünsteingängen, Doleritgängen ist dies häufig beobachtet worden. Bei Näsodden auf dem linken Ufer des Christianiafjords besteht z. B. ein im Glimmerschiefer aufsetzender, acht Schritt breiter Gang aus grobkörnigem Syenit, welcher auf jeder Seite von einem 1½ Fuss breiten Streifen einer dunklen grünsteinartigen Masse (mikrokrystallinischem Syenit) eingefasst wird (Lyell, Geologie. Berlin 1858. II. 304; vgl. auch Diorit). Basaltgänge und Lavagänge verhalten sich manchmal in der Weise, dass unmittelbar an der Grenze gegen das Nebengestein eine einige Zoll dicke glasige oder halbglasige Masse ausgebildet ist, welche nach innen zu durch allmählichen Uebergang in eine steinartig dichte oder selbst mehr oder weniger deutlich krystallinische Masse verläuft (siehe Basalt). Nach Darwin hat auf St. Helena fast jeder Gang ein glasiges Saalband. Es ist keinem Zweifel unterworfen, dass die an den kalten Spaltenwänden vor sich gehende rasche Erstarrung des Gesteinsmaterials die Ursache war, dass es hier in glasigem Zustande fest wurde, während die Erkaltung in der Mitte des Ganges langsamer erfolgte und so ein scheinbar dichtes oder krystallinisches Gestein lieferte. Auch der oben berührte Uebergang aus körniger Medial- in dichte Lateralmasse scheint durch ähnliche Ursache hervorgebracht. Man kennt indessen auch spärliche Vorkommnisse, wo ein entgegengesetztes Verhalten sich zeigt, wo die Gangmasse in der Mitte feinkörniger ist, als an den Seiten. Gleichfalls lassen die von dem Hauptgang sich abzweigenden Apophysen oft eine andere Gesteinsausbildung erkennen, als sie dem Hauptgang eigen ist; und zwar erscheint ihr Gestein in der Regel feinkörniger; andere Ver-

hältnisse, wo das Gestein der von dem Hauptgange auslaufenden Apophysen nicht nur eine Verschiedenheit in der Textur, sondern auch in der Substanz aufweist, werden bei der Beschreibung der Granitgänge erwähnt werden.

Schon früher wurde bei der Betrachtung der Absonderungsverhältnisse der Gesteine darauf aufmerksam gemacht, dass wenn ein Gang säulenförmige Absonderung zeigt, die Säulen insgesammt rechtwinklig auf den Saalbändern des Ganges stehen; es ist dies eine vollkommen gesetzmässige Stellung, welche sich überall wiederfindet, da eben die bedingende Ursache überall dieselbe war: die Erkaltung, welche von den Grenzflächen des Nebengesteins ausging, ordnete die Säulen, in welche die Gangmasse sich absonderte, in einer auf jene Contactfläche senkrechten Richtung. Die Säulen setzen also quer durch den Gang hindurch, liegen demgemäss in einem senkrechten Gange horizontal, wie Holzscheite übereinander geschichtet. Namentlich Gänge von geringerer Mächtigkeit zeigen diese Absonderung mitunter in grosser Vollkommenheit und Schönheit. Mächtigere Gänge erscheinen oft nur an den Saalbändern mit dieser regelmässigen Säulenabsonderung versehen; das Innere solcher Gänge ist alsdann nicht abgesondert, sondern stellt sich als massiges Gestein dar, oder es besitzt eine Säulengruppirung, welche andern Gesetzen gehorcht. So biegen sich die horizontal liegenden Säulen zuweilen von den Seiten des Ganges aus nach der Mitte zu aufwärts, wo sie unter spitzen Winkeln zusammenstossen, so dass der Durchschnitt des Ganges eine federartige oder umgekehrt büschelförmige Gruppirung der Säulen zeigt. Manchmal auch besteht das Innere des Ganges aus ganz unregelmässig und wild durcheinander gruppirten Säulen; hier scheinen eine fortdauernde Bewegung der Massen und local wirkende Erstarrungsverhältnisse die regelmässige Säulenstellung gehemmt und gestört zu haben. Die säulenförmige Absonderung ist namentlich bei den Gängen von Lavagesteinen, Basalt (in besonderer Schönheit), Trachyt, Grünsteinen und Porphyren bekannt. Plattenförmige Absonderung hat sich ebenfalls in den Gesteinsgängen geltend gemacht und alsdann pflegen die Platten, gewissermassen in ihrer Hauptaxe verkürzte Säulen, den Saalbändern der Gänge parallel zu liegen. Auch hier ist bald die ganze Masse des Ganges in mehr oder weniger regelmässige Platten abgesondert, wodurch eine gewisse lagenweise Structur her-

vorgebracht wird, bald erscheint, namentlich an den mächtigern Gängen, die Plattung nur an den Saalbändern und verschwindet nach der Gangmitte zu. Ausgezeichnet an Phonolithgängen, auch an Basalt- und Porphyrgängen.

Die Ausfüllung der Gangspalten ist bald durch eine von unten aufsteigende plastische Masse, bald durch einen Absatz aus wässerigen Minerallösungen erfolgt.

Decken (nappes).

Decken sind mächtige und beträchtlich ausgedehnte Ablagerungen massiger Gesteine, welche nach allen Richtungen mehr oder weniger horizontal liegen und einen allseitigen Zusammenhang besitzen. Schon aus dieser Definition ergibt es sich, dass die Decken in ihrer äussern Erscheinung eine grosse Aehnlichkeit mit den horizontal gelagerten Schichten darbieten. Die verschiedene Natur und Bildungsweise des Gesteins ist es, welche hier die Unterscheidung begründet: in deckenförmiger Ablagerung treten namentlich die eruptiven Gesteine auf. Auch noch dadurch wird die Aehnlichkeit vergrössert, dass sehr häufig mehrere, ja oft sehr zahlreiche und ausgebreitete Decken übereinander gelagert sind, wodurch ein ganzes System von Decken erscheint, dem im Grunde genommen kein einziges äusseres Kennzeichen fehlt, um ihm den Namen eines Schichtensystems zu ertheilen. Wie bei den sedimentären eigentlichen Schichten bezeichnet auch hier die Trennungsfläche zwischen zwei übereinander gelagerten Decken die Pause, welche in der Ablagerung des Materials stattfand; der Hauptunterschied, welcher zwischen den Sedimentschichten und diesen Deckensystemen obwaltet, die Naumann wegen der gleichmässigen Ergiessung und Ausbreitung ihrer Masse Effusionsschichten oder effusive Schichten nennt, ist ein rein genetischer: das Material, welches eine jede der einzelnen Decken bildet, wurde, dem Erdinnern entstammend, gleichzeitig mit einem Mal abgelagert, während dasjenige, welches eine sedimentäre, aus dem Wasser abgeschlagene Schicht zusammensetzt, erst nach und nach zum Absatz gelangte.

Man ist gewiss in vieler Hinsicht berechtigt, solche Deckensysteme, z. B. die des isländischen Basalts, Schichtensysteme zu nennen. Obschon es im Ganzen wenig gerathen erscheint, genetische Anschauungsweisen, die immerhin theilweise in das Gebiet der Hypothese hinüberstreifen, unsern Bezeichnungen zu Grunde zu le-

gen, so möchte es doch wünschenswerth sein, die eruptiven Schichten, die Effusionsschichten, mit dem besondern Namen Decken zu belegen. Nur so ist es möglich, einen Unterschied zwischen geschichteten und ungeschichteten oder massigen Gesteinen aufrecht zu erhalten. Andernfalls erscheint der Basalt hier als geschichtete, dort als massige Felsart.

Namentlich ist es der Basalt, welcher an vielen Orten seines Vorkommens sehr deutliche, weit ausgebreitete Decken bildet, z. B. auf Island, im nördlichen Irland, in Centralfrankreich, auf dem Westerwalde, im böhmischen Mittelgebirge. Im Dekhan in Vorderindien ist eine Basaltdecke über ein Gebiet von 12000 Q.-Meilen ausgedehnt. Ebenso ist der Porphyr bisweilen in Deckenform über Terrains von beträchtlichem Umfang als mächtige Decke ausgebreitet; in der Gegend zwischen Rochlitz, Döbeln, Oschatz und Taucha in Sachsen ist der Porphyr über einen Flächenraum von nahezu 20 Q.-Meilen in fast ununterbrochenem Zusammenhang deckenförmig abgelagert. Bisweilen ist man im Stande, den Weg nachzuweisen, welchen das eruptive Material genommen hat, um sich auf der Oberfläche in Form einer Decke auszubreiten.

Sowohl die Oberfläche, als die Unterfläche solcher Decken sind nun keineswegs ebenflächig ausgedehnt; die Unterfläche gibt alle Unebenheiten derjenigen Fläche wieder, auf welcher die Decke abgelagert wurde, mochte diese festes Land oder Meeresgrund gewesen sein; die Oberfläche, der Verwitterung und erodirenden Wirkung der fliessenden Gewässer ausgesetzt, zeigt ebenfalls undulirte Formen, welche auch theilweise durch partielle Hebungen und Senkungen entstanden sein können. Früher wurden verschiedene Erscheinungen erwähnt, welche sich auf der Ober- und Unterfläche der aus dem Wasser abgesetzten Schichten darbieten; andere Erscheinungen finden sich auf den Begrenzungsflächen der Decken eruptiver Gesteine. Die im teigartigen, noch plastischen Zustande sich zu einer Decke ausbreitende Masse ist oft auf ihrer Unterfläche zu porösen Schlackenkrusten erhärtet; eine solche Ausbildung der Unterfläche ist z. B. den Basaltdecken Islands und der Faeröer an manchen Punkten eigen.

Die erwähnte Uebereinanderlagerung zahlreicher Decken zeigt sich namentlich in den basaltischen Terrains in sehr ausgezeichneter Weise, z. B. auf der Insel Island, im Dekhan, auf Kerguelens Land

Die Mächtigkeit der Decken ist ebenso verschieden, wie das Maass ihrer Ausdehnung, bald beträgt sie nur wenige Fuss, bald erscheinen Decken von colossaler Mächtigkeit.

Die säulenförmige Absonderung ist eine innerhalb der deckenartigen Gebirgsglieder sehr häufig ausgebildete Erscheinung; in den horizontal gelagerten Decken stehen alsdann die Säulen senkrecht; manchmal sind sie in grösster Ordnung nebeneinander gruppirt, dabei von ansehnlicher Länge und von sehr regelmässigem Umriss, so dass sich die prachtvollsten Reihen bald schlanker Säulen, bald mächtiger thurmförmiger Pfeiler dem Auge darbieten, z. B. bei den Basalten; dabei zeigen die Säulen alle jene Erscheinungen der Gliederung u. s. w., auf welche früher aufmerksam gemacht wurde. Die mächtige Porphyrdecke von Botzen in Südtyrol erweist sich ebenfalls fast überall in senkrechte Säulen und Pfeiler abgesondert. Nicht immer ist indess die Säulenstellung bei den Decken eine so regelmässige, häufig auch sind die Säulen regellos und verworren durcheinander gruppirt; desgleichen sind es manchmal nur gewisse Decken eines aufgethürmten Systems, welche, sei es regelmässig, sei es unregelmässig, säulenförmig abgesondert erscheinen, während andere dazwischen gelagerte diese Ausbildungsweise nicht oder nur in sehr roher Weise zeigen. Gar manche Decken sind auch mit einer Absonderung in Platten oder Bänke versehen, welche bei den horizontal ausgebreiteten meist ebenfalls eine horizontale Lage besitzen, z. B. bei vielen Basalt-, Phonolith-, auch Granitdecken, am Porphyr bei Brösen, zwischen Colditz und Leissnig in Sachsen (nach Naumann). Daneben aber zeigen die Platten und Bänke auch häufig eine mehr oder weniger stark geneigte oder senkrechte Stellung, wobei sie in der Regel dieselbe auf weite Strecken hin beibehalten, so dass man sie leicht mit Schichten verwechseln könnte (nach Naumann am Porphyr bei den Erlenhäusern unweit Colditz, am Porphyr des Frauenberges, Holzberges und anderer Berge nordöstlich von Wurzen in Sachsen, daselbst auch am Granit von Zehren). Auch sind in seltnern Fällen die Platten wohl in regellos durcheinander geworfene Systeme gruppirt, wobei in den einzelnen Systemen eine bestimmte sternförmige, büschelförmige oder anders geartete Anordnung zu erkennen ist. Kugelige Absonderung ist minder häufig, unregelmässig polyedrische gehört dagegen zu den gewöhnlichern Erscheinungen.

Ströme (streams, coulées).

Ströme sind aufgelagerte Gesteinsmassen, welche nach einer Dimension, nach der der Länge eine vorwaltende Ausdehnung zeigen, und dabei in dieser Richtung mit einer grössern oder geringern Neigung sich abwärts erstrecken. Zu den stromförmigen Gebirgsgliedern gehören die Lavaströme; von einem vulkanischen Eruptionspunkte ausquellend, hat sich die ursprünglich zähflüssige Gesteinsmasse stromartig auf dem geneigten Terrain fortbewegt, auf welchem sie später zur Erstarrung gelangte. Die Lavaströme der Jetztzeit nehmen vor unsern Augen diese Ablagerungsform an, auch bei den vorhistorischen Basalt-, Trachyt- und Phonolithlaven kann man das stromartige Fortfliessen mit aller Entschiedenheit nachweisen.

Je nachdem sich die Lavaströme auf einem mehr oder weniger steil geneigten Abhang hinabbewegen, zeigt sich eine Verschiedenheit in ihren Dimensionen: auf steilem Terrain, auf welchem meist der Oberlauf des Lavastroms stattfindet, ist derselbe gewöhnlich schmal und wenig mächtig, auf schwächer geneigtem Abhang und zumal auf horizontalem Boden erreicht der Lavastrom oft eine bedeutende Mächtigkeit und Ausdehnung; die grössern Ströme erlangen bis zu hundert Fuss Höhe und viele tausend Fuss Breite. Der colossale Lavastrom des Aetna vom Jahre 1669 besitzt 2 geogr. Meilen Länge und ¾ g. M. grösste Breite; der Basaltlavastrom, welcher sich in der Auvergne vom Puy-de-la Vache über Aydat nach Talande zieht, ist ebenfalls 2 geogr. Meilen lang; Lavaströme von noch bedeutend grössern Dimensionen hat der Skaptár Jökull in Südostisland geliefert; die durchschnittliche Höhe des mächtigsten beträgt 100 Fuss. Nicht selten finden sich zwei oder mehrere Ströme deckenartig übereinander gelagert.

Die Oberfläche der Lavaströme bietet gewöhnlich einen sehr rauhen und wilden Anblick dar, gewaltige phantastisch geformte Schollen sind verworren durcheinander geworfen, die teigartig fliessende Masse hat sich zu grossen, runzelig gerippten Kuchen ausgebreitet, hat seltsam gewundene Schnörkel, tauartig gedrehte Wülste erzeugt. Die nach der Oberfläche der Ströme zu schwammig und blasig ausgebildete Strommasse geht in der Regel nach unten zu in ein dichtes Gestein über.

Bei den stromförmigen Gesteinsablagerungen finden sich die-

selben Absonderungsverhältnisse, welche man auch an den deckenförmigen beobachtet; namentlich ist die säulenförmige Absonderung eine sehr gewöhnliche Erscheinung. Die regelmässig senkrecht stehenden Säulen sind mitunter von beträchtlicher Dicke; sehr häufig zeigt sich in den Strömen eine weniger regelmässige Gruppirung der alsdann dünnern Säulen zu büschelförmigen, bündelförmigen, sternförmigen Gestalten.

Die grosse Aehnlichkeit zwischen Decken eruptiver Gesteine und Lavaströmen leuchtet ein: beide sind Ausbreitungen von Gesteinsmaterial, welches sich einst in einem plastischen Zustand befand und es walten hauptsächlich nur die Unterschiede ob, dass einerseits das Material der Decken aus unbekannter Tiefe, allerdings auf manchmal sichtbarem Wege empordrang, während das der Lavaströme aus einer oberflächlichen Eruptionsquelle ausfloss, andererseits auch die Dimensionen der Decken und Ströme von einander abweichen, indem letztere nach der Längsrichtung vorzugsweise ausgedehnt sind.

Zu den Strömen gehören auch die Gletscher, welche sich aus der Region des ewigen Schnees ebenfalls mit vorwiegender Längsrichtung nach tiefern Punkten herabziehen und herabbewegen.

Da die Decken und Ströme derjenigen Gesteine, welche als eruptive gelten, ihr Material durch Emporsteigen aus dem Erdinnern bezogen haben, so sind für diese Ablagerungsformen die Gänge ein nothwendiges Bedingniss; sie zeigen die Canäle an, in denen jenes Aufsteigen des Eruptivmaterials vor sich ging, welches sich alsdann in den erwähnten Formen auf der Oberfläche ablagerte; es sind solche Punkte keineswegs selten, wo auf das deutlichste der Zusammenhang zwischen Gängen und Decken oder Strömen ersichtlich ist; namentlich die Lava- und Basaltgänge breiten sich so an ihrem obern Ende in Form einer horizontalen Ablagerung aus, z. B. auf Island vielorts, in der Basaltregion des böhmischen Mittelgebirges, auf der Insel Skye; bei Warta zwischen Damitz und Wotsch am linken Egerufer im nördlich Böhmen setzen nach Jokély sieben Basaltgänge durch den Granulit, der dabei in seiner Lagerung mehrfach gestört ist, und breiten sich über ihm deckenförmig aus (Jahrb. d. geol. R.anst. IX. 1858. 438). Aehnliche Beispiele kennt man bei Porphyren, wo ebenfalls eine Verbindung zwischen deckenförmiger Lagerung und Gängen zu beobachten ist: so streckt

die mächtige Porphyrablagerung des Tharander Waldes in Sachsen an drei Punkten ihrer Grenze drei gewaltige Porphyrgänge, gleichsam wie ebenso viele Hauptwurzeln, in das angrenzende Gneiss- und Schieferterrain hinaus. Die mächtige Porphyrdecke, welche bei Flöha, zwischen Freiberg und Chemnitz, der dortigen Steinkohlenformation eingelagert ist, setzt an der Einmündung des Forstbachs als Gangmasse durch die unter ihr liegenden Sandstein- und Conglomeratschichten (Geogn. Beschr. des Kgrchs. Sachsen von Naumann und v. Cotta V. 1845. 215 u. II. 1838. 389).

Kuppen.

Die Kuppen sind namentlich für gewisse Gesteine von eruptiver Entstehung eine ausserordentlich characteristische Lagerungsform. Mit dem Wort Kuppe wird in geologischen Darstellungen ein engerer Begriff verbunden, als es im gewöhnlichen Sprachgebrauch zu geschehen pflegt.

Eine Kuppe ist ein kegelförmig, pyramidenförmig, dom- oder glockenförmig gestalteter Berg, welcher in isolirter Stellung bis zu grösserer oder geringerer Höhe über die nächste Umgebung aufragt und dabei ursprünglich in dieser Form durch eine an Ort und Stelle erfolgte Aufhäufung des aus dem Erdinnern emporgedrungenen Materials entstanden ist. Namentlich durch die Erscheinungnn, welche die innere Absonderung solcher Kuppen darbietet, sowie durch ihr Verhalten nach der Tiefe zu, wird diese ihre Bildungsweise dargethan und hierin ist zugleich das Hauptmerkmal gegeben, um dieselben von andern ähnlich gestalteten aber anders entstandenen Bergen, welche man im gewöhnlichen Leben auch mit dem Namen Kuppen zu bezeichnen pflegt, scharf zu unterscheiden. Jene eigentlichen Kuppen pflegt man auch der Ursprünglichkeit ihrer Gestalt wegen primitive Kuppen zu nennen. Secundäre Kuppen, denen diese Bezeichnung strenggenommen im geologischen Sinne nicht mehr zukommt, sind solche kegelförmigen oder domförmigen, allerdings häufig gleichfalls aus eruptivem Material aufgebauten Berge, welche diese Kuppengestalt erst im Laufe der Zeit erlangt haben. In eine grössere deckenförmige ursprünglich zusammenhängende Ablagerung eruptiven Gesteins kann z. B. nach und nach durch die Wirkung der Erosion eine Anzahl tiefer Thäler eingeschnitten, und dadurch diese Decke in einzeln aufragende Bergmassen zertheilt werden, welche durch die an den Seiten thätige Abspülung und Verwitterung einen

kuppenförmigen Umriss erlangen; so sind von manchen basaltischen Strömen und Decken nur noch einzelne kegelförmige Berge als Reste übrig geblieben. Derartige sog. secundäre Kuppen, deren Gestaltung nicht mit ihrem Ursprung zusammenhängt, verhalten sich in dieser Hinsicht gerade so wie die kuppenförmigen Berge geschichteter sedimentärer Gesteine. In folgendem ist natürlich nur von den ursprünglichen oder primitiven Kuppen die Rede.

Die verschiedensten Dimensionen werden bei den Kuppen beobachtet; es finden sich alle Abstufungen in der Höhe und dem Umfang derselben von hausgrossen Massen an bis zu mächtigen und colossalen Bergen.

Zwischen den Kuppen und den Gängen eruptiver Gesteine besteht der Natur der Sache nach ein sehr inniger Zusammenhang. Bei den Kuppen ist es einigemal mit grösster Wahrscheinlichkeit nachgewiesen worden, dass ihre Masse in einer Kluft oder Spalte, welche sich nunmehr im ausgefüllten Zustande als Gang darstellt, aus dem Innern der Erde emporgedrängt worden ist; die Kuppe setzt in diesem Fall stielartig in das unterliegende Gestein hinab und kann mit dem Hut eines Pilzes verglichen werden, dessen Stengel in die Tiefe sich hineinerstreckt. Durch bergmännische Aufschlüsse hat man nach Schmidt (Nöggeraths Gebirge in Rheinland-Westphalen II. 220) dargethan, dass der Druidenstein, eine bei Kirchen im Siegen'schen gelegene, 10 Lachter hoch über Thonschiefer und Grauwacke sich erhebende Basaltkuppe, abwärts als ein Basaltgang in die Tiefe setzt. Nach Naumann setzt der Burgberg, eine bedeutende Porphyrkuppe zwischen Freiberg und Frauenstein in Sachsen, an dem steilen Gehänge des Gimlitzthales als ein schmaler gangartiger Porphyrstreifen bis in die Thalsohle abwärts. Dasselbe ist mit einer Porphyrkuppe bei Klingenberg zwischen Freiberg und Dippoldiswalde in sehr ausgezeichneter Weise der Fall (Geognosie I. 900). Charpentier beschreibt ebenfalls, dass der auf der Basaltkuppe bei Stolpen in Sachsen befindliche Brunnen mit seiner ganzen, 287 Fuss betragenden Tiefe in dem Basalt steht, obschon die Erhebung der Kuppe über den Granit der Umgebung bei weitem nicht so gross ist; auch hier ist also ein Niedersetzen der Basaltkuppe in die Tiefe ersichtlich (Miner. Geogr. der Chursächsischen Lande. 36). In den Kohlengruben von Cornbrook bei Ludlow setzt in der Tiefe ein mächtiger Basaltgang auf, welcher mit einer breiten Basaltkuppe

zusammenhängt, die oberflächlich dem Steinkohlengebirge aufliegt (Murchison, The Silurian System 125).

Basalte, Trachyte, Phonolithe (auch Porphyre und Grünsteine) sind namentlich die Gesteine, welche sehr häufig in kuppenförmiger Lagerung erscheinen. Die Eifel, der Westerwald, das böhmische Mittelgebirge zeigen z. B. ausgezeichnete Basaltkuppen, das letztere, die Lausitz, die Rhön besitzen vortrefflich ausgebildete Phonolithkuppen; die trachytischen und basaltischen Regionen Centralfrankreichs sind reich an sehr schönen Kuppen dieser Gesteine, welche überhaupt fast nie in denjenigen Gegenden fehlen, wo solche Gesteine zur Eruption gelangt sind.

Bei manchen Basaltkuppen (z. B. am Druidenstein, am Scheidskopf bei Remagen am Rhein) hat es sich gezeigt, dass sie sich nach unten gewissermassen trichterförmig verjüngen, gleichsam als ob das basaltische Material eine in dem umgebenden Gebirge präexistirende trichterförmige Weitung zuvor ausgefüllt und dann erst kegelförmig über derselben emporgeschwollen sei. Die Aufthürmung des Kegels ist nicht ohne Schwierigkeit zu erklären. Man fragt sich, weshalb das eruptive Material, welches um in Spalten aufsteigen zu können, einen hohen Grad von Plasticität besessen haben muss, denn nicht, wenn es an die Oberfläche gelangte, sich in Form einer Decke ausbreitete, von welchem Vorgang anderweitig so zahlreiche Beispiele vorliegen. Man hat auf mehrere nachweisbare Fälle gestützt die Annahme gemacht, dass die Kuppen ursprünglich unterirdisch gebildet worden und dann erst später, nachdem mit Hülfe der Gewässer das bedeckende Gebirge abgetragen war, an die Oberfläche getreten seien; man kennt allerdings solche unterirdische Kuppen, welche nicht zu Tage ausgehen; indessen ist auch diese Bildungsweise ohne einen präexistirenden, in diesem Falle gerade kegelförmig, oder für die nach unten trichterartigen Kuppen doppeltkegelförmig gestalteten Hohlraum kaum zu erklären. Vogelsang spricht für die Trachyt- und Basaltkuppen des Rheinlandes die Ansicht aus, dass ihre Form diejenige eines durch Erosion bearbeiteten Vulkanes sei, in welchem die Lava bis über den Rand des Trichters emporgestiegen sei (Die Vulkane d. Eifel, in ihrer Bildungsweise erläutert 1864. 49).

In höchst regelmässiger und ausgezeichneter Weise stehen gewöhnlich die innern Absonderungsverhältnisse der Kuppen mit ihrer

äussern Gestalt im Zusammenhang, und dies ist gerade ein sehr gewichtiger Umstand, um die Ursprünglichkeit der eigentlichen Kuppen im Gegensatz zu den durch Erosion hervorgebrachten ähnlichen Bergformen darzuthun.

Eine sehr häufig sich zeigende Erscheinung ist die säulenförmige Absonderung; manchmal findet allerdings keine gesetzmässige Anordnung der Säulen in den Kuppen statt, sondern die Säulen sind regellos durcheinander gruppirt; bald erscheinen auch wohl einzelne Systeme von Säulen unregelmässig miteinander verbunden, innerhalb deren bei den einzelnen Säulen eine gewisse gesetzmässige Stellung herrscht. Dagegen zeigt sich auch gar manchmal eine vollständig regelmässige Anordnung der Säulen derart, dass sie genau symmetrisch zu der Axe der Kuppe gestellt sind: sie convergiren entweder nach dem Gipfel zu und sind daher um die Kuppenaxe in einer Weise gruppirt, wie die Holzscheite in einem Meiler, oder divergiren aufwärts und stellen daher ein büschelförmig angeordnetes System dar, dessen Durchschnitt sich mit der Fahne einer Feder vergleichen lässt. Ausserordentlich schön zeigt sich die meilerförmige Stellung der Basaltsäulen, bei der Basaltkuppe Scheidskopf unweit Remagen am Rhein, deren Inneres durch Steinbruchsarbeiten blosgelegt ist. Nach Naumann liefert ein äusserst regelmässiges Beispiel dieser Gruppirung das ganz kleine Basaltküppchen, welches an der Südseite des Bärensteins in Sachsen dicht bei dem Huthause der Grube Prinz Joseph aufragt und ganz wie ein Verkohlungsmeiler aussieht (Geogn. Beschr. des Kgr. Sachsen H. II. 481). Nach Reuss zeigt die Basaltkuppe des Hasenbergs, welche südlich von Lowositz im böhmischen Mittelgebirge sich erhebt, eine kegelförmige Stellung der Säulen, welche alle rund um die Axe der Kuppe gegen dieselbe geneigt gruppirt sind, so dass sie verlängert gedacht, in einem über dem Gipfel liegenden Punkte zum Durchschnitt kommen würden (Umgebungen von Teplitz und Bilin S. 199); dasselbe lässt sich am Chlum bei Pschan beobachten. Am Ziegenrücken bei Wannow an der Elbe in Böhmen convergiren die oft gekrümmten, kaum 4—6 Zoll dicken Basaltsäulen bogenförmig von allen Seiten gegen eine in der Mitte senkrecht herablaufende aus horizontalen Säulen bestehende Leiste (ebendas. 198).

In denjenigen kuppenähnlichen Bergen, welche Ueberbleibsel von ursprünglich zusammenhängend gewesenen Decken und Strömen

sind, zeigen die Säulen meist eine senkrechte Stellung, welche jenen mehr oder weniger horizontalen Ablagerungen eigenthümlich ist (vgl. S. 144); man wird also an der Hand der Säulenstellung leicht beurtheilen können, ob man es mit einer primitiven oder secundären Kuppe zu thun hat. Solche verticale Säulenstellung zeigen z. B. der Pöhlberg bei Annaberg in Sachsen, zahlreiche kegelförmige Basaltberge der Faeröer und Islands, Theile früherer, weitausgedehnter Deckensysteme. Auch die innere plattenförmige und bankförmige Absonderung der Kuppen steht in sehr vielen Fällen mit der äussern Gestalt derselben in einem unverkennbaren Zusammenhang. Die Platten besitzen nämlich eine mit der Kegelform oder Glockenform übereinstimmende Anordnung, indem sie ein rings um die Axe der Kuppe gruppirtes conform-schaaliges System darstellen. Auf dem flachen Gipfel liegen die Platten mehr oder weniger horizontal, rings um den Berg herum besitzen sie eine mit dem Abhang parallele Neigung. Ist die Kuppe spitzer, so erscheint das Plattensystem mehr geschlossen kegelförmig, ist sie stumpfer, mehr geschlossen kuppel- oder glockenförmig. Eine solche Kuppe ähnelt daher in ihrer Zusammensetzung aus lauter einander umhüllenden concentrisch halbkugeligen Schaalen einer halben Zwiebel. Namentlich sind es die Kuppen des Phonolith, dieses so starke Neigung zur Plattenabsonderung entfaltenden Gesteins, welche die erwähnte innere Ausbildung sehr häufig und oft in grosser Schönheit und Regelmässigkeit wahrnehmen lassen; so z. B. der Schlossberg bei Teplitz, der Spitzberg bei Brüx (besonders vollkommen), der Donnersberg bei Milleschau, alle im böhmischen Mittelgebirge, der Selberg bei Quiddelbach in der Eifel, manche Phonolithberge des Velay in Frankreich. Auch bei Basalt- und Trachytkuppen findet sich diese Erscheinung ausgebildet, allerdings seltener, da bei diesen Gesteinen überhaupt die plattenförmige Absonderung gegen die säulenförmige zurücksteht. Bisweilen zeigen auch die Platten eine gerade entgegengesetzte aber nicht minder regelmässige Stellung, indem sie sämmtlich von allen Seiten her nach der Axe des Berges zu einfallen, also gewissermassen ein im Umriss verkehrt kegelförmiges System von ineinandergesteckten Trichtern darstellen; so z. B. die Phonolithkuppe Roc-du-Curé im Velay. Ist auch in andern Fällen die Gruppirung der Platten in den primitiven Kuppen eine verworrene und gesetzlose, so liegen sie doch fast niemals horizontal, wie es bei

denjenigen plattenförmig abgesonderten Kegelbergen fast immer der Fall ist, welche nur als secundäre Kuppen, als stehengebliebene Reste einer durch die Erosion bearbeiteten horizontalen Ausbreitung gelten können.

In ganz ähnlicher Weise verhält es sich nun auch mit denjenigen Kuppen, welche eine Absonderung in mächtige Bänke zeigen; hier ordnen sich die Bänke, welche gewissermaassen nur colossale Platten darstellen, ebenfalls parallel dem äussern Abhang und stellen ein geschlossen kuppelförmiges, ein concentrisch-schaaliges System dar. In höchst vollkommener Weise offenbaren z. B. die gewaltigen trachytischen Dome der Auvergne diese Zusammensetzung aus regelmässig um die Axe geordneten Bänken, namentlich der Puy de Sarcouy, welchen L. v. Buch wegen seiner schönen und regelmässigen Wölbung mit einer Glocke vergleicht, deren reiner Umriss auch nicht durch die kleinste Erhöhung gestört wird; die Bänke folgen fast genau seiner äussern Form »gegen Westen steigen sie auf, ostwärts fallen sie wieder herab, und ebenso auf der Süd- und Nordseite«, oben liegen sie horizontal (Geogn. Beob. auf Reisen II. 245). Nach Graf Montlosier zeigt auch der grosse Cliersou dieselben Verhältnisse.

Stöcke (amas, typhons).

Stöcke sind irreguläre Massen von bedeutenden Dimensionen, welche mit durchgreifender Lagerung das Nebengestein durchsetzend sowohl innerhalb der geschichteten als der massigen Gebirgsglieder auftreten. Nach Maassgabe ihrer besondern Configuration unterscheidet Naumann (Geognosie I. 870) die Stöcke in

- Lenticularstöcke, welche eine ungefähr linsenförmige Gestalt besitzen.
- Sphenoidische Stöcke, deren Gestalt die eines aufsteigenden Keiles ist.
- Ellipsoidische Stöcke, welche ungefähr die Form eines Ellipsoides darstellen.
- Regellose, amorphe oder typhonische Stöcke, solche von ganz unregelmässigen und unbestimmten Contouren;

der letztere Name ist nach der von Omalius d'Halloy vorgeschlagenen Bezeichnung Typhon gebildet, »welcher zugleich das Gigantische ihrer Dimensionen und das Ungeschlachte ihrer Formen auszudrücken geeignet ist.«

Gangstöcke nennt man diejenigen Stöcke, welche den Character von Gängen an sich tragen; sie erscheinen gleichsam als sehr mächtige Gänge, welche in der Richtung des Streichens nur sehr geringe Ausdehnung besitzen (vgl. S. 136).

Die Dimensionen der Stöcke sind ungemein wechselnd, die der typhonischen Stöcke oft sehr bedeutend; man kennt typhonische Stöcke, deren grösste Länge und Breite nach Meilen gemessen wird; andere Stöcke besitzen beträchtlich geringern Umfang.

Die allgemeinen Contouren der Stöcke lassen sich gewöhnlich nicht vollständig bestimmen, da sie zum grössten Theil in unbekannter Tiefe stecken und meist nur da, wo sie aus den umgebenden Gebirgsmassen hervorragen, ihr Umriss in dieser zufälligen Querschnittslinie beobachtet werden kann; hier und da haben auch bergmännische Arbeiten über die unterirdische Configuration der Stöcke Aufschluss verschafft. Der Querschnitt der Stöcke zeigt meist im Grossen und Ganzen rundliche, mehr oder weniger kreisförmige oder elliptische Umgrenzung, bei den seltnern Gangstöcken erweist sich derselbe in einer Richtung besonders lang gestreckt; dabei ist indessen der Verlauf der Umgrenzungslinie keineswegs ein regelmässig stetiger, sondern es finden sich darin Aus- und Einbuchtungen von mancherlei Art und Grösse; bisweilen auch stellt sich die Querschnittslinie durch ein- und ausspringende Winkel gezackt dar. Die seitlichen Begrenzungsflächen nach der Tiefe zu haben meist eine steile, oft senkrechte Lage. Nicht selten zweigen sich von der Masse eines Stockes bald mehr bald weniger mächtige und lange Verästelungen ab, welche als Keile und Adern in den verschiedensten Richtungen in das Nebengestein hinein sich erstrecken.

Treten in einer Gegend mehrere Stöcke nebeneinander auf, so ist es häufig zu beobachten, wie sie in gesetzmässiger Anordnung vertheilt sind, sei es dass sie in einer Richtung hintereinander liegen, wobei alsdann manchmal auch die grössten Axen der einzelnen Stöcke mit dieser Haupterstreckungslinie zusammenfallen, sei es dass sie peripherisch um eine grössere rundliche Ablagerung gruppirt sind, wobei die Längsausdehnung jedes Stocks der an ihm vorbeigezogenen Tangente parallel ist.

Stockförmige Lagerung kommt bei sehr verschiedenen massigen Gesteinen vor, so bei denen, welchen man einen eruptiven Ursprung zuschreibt. Ungemein häufig ist der Granit in der Form von Stöcken

abgelagert, welche als meist elliptisch umgrenzte Massen als sog. Granitinseln aus dem umgebenden Terrain hervorragen. In Sachsen sind viele solche Granitstöcke bekannt, von denen z. B. die von Kirchberg und Lauterbach im Thonschiefer, die zahlreichen zwischen Schwarzenberg und Schneeberg im Glimmerschiefer stecken; in ähnlicher Stockform treten Granitmassen im Fichtelgebirge und im Harz auf; in Cornwall und Devonshire liegen fünf grosse und viele kleine Granitstöcke hintereinander (vgl. Granit). Die Porphyre bilden gleichfalls manchmal solche Stöcke, so ist z. B. eine ganze Anzahl derselben rings um die grosse Porphyrablagerung des Tharander Waldes angeordnet.

Auch Gesteine, welche durch chemischen Absatz aus Gewässern gebildet worden sind, erscheinen mitunter in Form mächtiger Stöcke abgelagert, z. B. Gyps, Steinsalz.

Allgemeines über die Bildungsweise der Gesteine und ihrer Mineralien.

Bevor wir uns zu der Beschreibung der einzelnen Gesteine wenden, seien hier ganz allgemein die Verhältnisse erörtert, unter denen die Bildung der Gesteine von Statten geht. Um vorderhand den Boden der Thatsachen nicht zu verlassen und das Gebiet der Hypothesen nicht zu betreten, sind zunächst diejenigen Wege zu ermitteln, auf welchen vor unsern Augen Gesteine gebildet werden.

Es bietet sich uns hier gleich zuerst ein grosser Gegensatz dar: ein Theil, weitaus der grösste, der Gesteinsbildungen heutiger Tage erfolgt in der Weise, dass dabei Wasser im Spiele ist, indem das Gesteinsmaterial meistens als ein Bodensatz aus dem Wasser abgelagert wird; ein anderer Theil der Gesteine hingegen dringt (in einem feurig erweichten Zustande) als Lava aus den Tiefen der Erde an die Oberfläche, wo sie alsdann abgelagert werden und erstarren. Je nach der Art der Ablagerung unterscheidet man daher im allgemeinen sedimentäre Gesteine, solche, welche sich als Sediment, als Bodensatz aus Gewässern darstellen, und Eruptivgesteine, solche, deren Material auf dem Wege einer Eruption beschafft worden ist.

Die Bildung der Sedimentärgesteine geht auf verschiedene Weise vor sich. Einestheils dadurch, dass aus dem Wasser Sand, Schlamm, Gerölle u. s. w., welche darin suspendirt waren, zu Boden sinken, oder dass gröbere Gesteinsfragmente mit Hülfe des Wassers irgendwo

deponirt werden; so entstehen z. B. Sandsteine, Lehmablagerungen, Conglomeratschichten. Es sind dieses also mechanische Ablagerungen aus dem Wasser und diese werden auch als eigentliche Sedimentärbildungen bezeichnet. Anderntheils begegnen wir Gesteinsbildungen, welche derart vermittelt werden, dass sich durch irgend einen Process, sei es Verdunstung, sei es Entweichen eines lösenden Gases, Stoffe aus dem Wasser abscheiden, welche sich darin gelöst befanden; auf diese Weise geht der Absatz von Kalktuff, von Kieselsinter, von Salzschichten, von Raseneisenstein u. s. w. vor sich; diese Bildungen erweisen sich demnach als chemische Sedimente.

Ausserdem bilden sich noch unter dem Einflusse des Wassers Ablagerungen vermittelst organischer Vorgänge, welche man ebenfalls zu den Sedimentärbildungen im weitesten Sinne des Begriffs rechnet. Man unterscheidet dabei: zoogene Ablagerungen, solche, welche durch die Lebensthätigkeit der Thiere vermittelt werden; so entstehen Muschelbänke, Infusorienschichten, Korallenriffe; die eigentliche Anhäufung der Organismen ist in sehr vielen Fällen ein Vorgang, der den mechanischen Sedimentbildungen überaus nahe steht. Daneben bezeichnet man als phytogene Ablagerungen diejenigen, welche aus pflanzlichen Stoffen hervorgegangen sind, z. B. Torf. Oft erweisen auch diese sich als eigentliche Sedimente, indem die Pflanzenkörper durch das Wasser zusammengeschwemmt werden.

Auf diese Weise kann man somit, gestützt auf die Beobachtung jetziger Vorgänge, folgende Bildungsweisen der Gesteine unterscheiden:

- Sedimentärbildungen,
  - mechanische Ablagerungen, eigentliche Sedimentbildungen,
  - chemische Ablagerungen,
  - durch organische Vorgänge vermittelte Ablagerungen,
    - zoogene Ablagerungen,
    - phytogene Ablagerungen.
- Eruptive Bildungen.

Die Sedimentärgesteine, bei deren Bildung das Wasser eine Rolle spielt, pflegt man auch neptunische, die Eruptivgesteine, deren Material durch die Vulkane geliefert wird, vulkanische zu nennen. Zweckmässig scheinen auch die für die beiden Abtheilungen gewählten Bezeichnungen hydatogen und pyro-

gen; erstere drückt die Entstehung unter Mitwirkung des Wassers aus und ist in manchen Fällen dem Ausdruck sedimentär vorzuziehen, da es in der That nicht immer ein eigentlicher Act des Sich zu Bodensetzens war, wodurch die Bildung dieser Gesteine von Statten ging. Die Bezeichnung pyrogen ist von dem feurig erweichten Zustand hergenommen, den die vulkanischen Eruptivgesteine bei ihrem Ausbruch zeigen.

Anhangsweise sei bemerkt, dass für mechanische Sedimentbildungen nicht immer das Wasser, sondern auch die Luft das Medium abgibt; so erfolgen Anhäufungen vulkanischen Sandes rings um die Vulkane dadurch, dass die aus denselben in die Luft geschleuderten Aschen- und Schlackentheilchen zu Boden fallen. Auch die Schnee- und Eisablagerungen bilden sich durch Niederschlag aus der Atmosphäre.

Durch Beobachtungen neuerer Zeit hat sich die grosse Wahrscheinlichkeit ergeben, dass die Eruptivgesteine heutiger Vulkane zum Theil nicht rein pyrogener Natur sind, sondern dass auch Wasser in ihnen vorhanden ist und vielleicht bei der Erstarrung und krystallinischen Ausbildung des geschmolzenen Lavamaterials eine nicht zu unterschätzende Rolle spielt; das pyrogene Material, welches zugleich Wasser enthält, pflegt man als hydatopyrogenes zu bezeichnen.

Es sind dies alles Gesteinsbildungen, welche sich vor unsern Augen ereignen und wir sind daher vollkommen befugt, mit grösster Wahrscheinlichkeit anzunehmen, dass in frühern Perioden der Erdbildung die gleichen Processe vor sich gingen.

Eine Anzahl von ältern Gesteinen ist in allen ihren Beziehungen, ihrer Substanz, ihren Lagerungsverhältnissen u. s. w. so vollkommen denjenigen analog, deren Bildung wir heutzutage verfolgen können, dass die Entstehung derselben nicht zweifelhaft sein kann. So wird Niemand Anstand nehmen, den Sandsteinen der verschiedenen Formationen denselben sedimentären Ursprung zuzuschreiben, welchen die in der Jetztzeit sich bildenden Sandsteine besitzen, für die basaltischen Lavaströme erloschener Vulkane kann die eruptive, pyrogene Natur nicht füglich in Frage gestellt werden. Anders ist es mit andern Gesteinen, über deren eigentliche Genesis wir uns in mehr oder weniger grosser Ungewissheit befinden, bei denen es noch an entscheidenden Beweisen mangelt, auf welche Weise man

sich ihre Bildung vorzustellen habe. Mit Naumann kann man solche Gesteine als kryptogene bezeichnen; die Versuche, ihre Entstehungsweise zu deuten, bewegen sich auf dem Gebiet der Hypothese.

Ein anderer sehr tief eingreifender Unterschied, welcher sich bei der Frage nach der Entstehungsweise der Gesteine geltend macht, ist derjenige, welcher sie in ursprüngliche und umgewandelte Gesteine trennt. Die erstern finden sich noch in demjenigen petrographischen Zustande, in welchem sie bei ihrer ursprünglichen Ablagerung ausgebildet wurden, die letztern haben im Laufe der Zeit ihre petrographische Natur verändert und stellen jetzt Gesteine dar, abweichend von denjenigen, aus welchen sie hervorgegangen sind. Man nennt diese metamorphische Gesteine, pflegt indessen von dem Metamorphismus der Gesteine nur dann zu sprechen, wenn durch denselben wirkliche Umkrystallisirungen hervorgerufen wurden, wenn die Umwandlung derart erfolgt ist, dass das Gestein einen vollständig andern und zwar petrographisch wohlcharacterisirten Typus erlangt hat. So nennt man z. B. einen Granit, dessen Feldspathbestandtheil durch Zersetzungsvorgänge in eine kaolinische Masse umgewandelt worden ist, nicht metamorphischen Granit, so bezeichnet man überhaupt Gesteine, welche sich in einem, wenn auch weit vorgeschrittenen Zustande der Verwitterung befinden, gewöhnlich nicht als metamorphische. Hat dagegen ein ursprünglich kryptokrystallinisch abgelagerter Kalkstein eine Umkrystallisirung zu körnigem Marmor erfahren, stellt sich, ebenfalls auf Grund einer innern Umkrystallisirung ein ehemaliger sedimentärer Thonschiefer nunmehr als krystallinischer Thonglimmerschiefer oder Gneiss dar, so liegen Fälle eines eigentlichen Metamorphismus vor. Man muss die Bezeichnung Metamorphismus in solche Grenzen beschränken, wenn man nicht mit Haidinger dahin gelangen will, jedes Gestein als metamorphisch zu bezeichnen, weil es ursprünglich nicht das war, was es jetzt ist, Thonschiefer z. B. metamorphisch zu nennen, weil er einstmals ein Schlamm war, Sandstein, weil er ein Aggregat lose verbundener, zusammengeschwemmter Quarzkörner darstellte, Lava, weil sie sich vor ihrer Erstarrung im Schmelzfluss befand. Jedenfalls muss ein Gestein schon als feste Masse vorausgesetzt werden, ehe man von seiner Metamorphose sprechen kann, diese kann nur an einem präexistirenden Gestein vor sich gehen.

Bei einem Gesteine, für welches Gründe vorliegen, es für ein

metamorphisches zu halten, sind hauptsächlich zwei ebenso schwierige als interessante Fragen zu enträthseln, erstens welche Beschaffenheit demselben vor seiner Metamorphose eigen war, zweitens auf welche Weise diese Umwandlung vor sich gegangen ist. Die erste Frage ist im Ganzen leichter zu lösen, da Verbandverhältnisse und Uebergänge manchen Fingerzeig ertheilen und es an Anhaltspunkten gewöhnlich nicht fehlt; bei der zweiten sind wir grösstentheils nur auf Hypothesen angewiesen. Die Frage nach der Genesis solcher Gesteine wird in sehr vielen Fällen noch dadurch auf unsichere Gebiete gespielt, dass man bei zahlreichen derselben überhaupt nicht mit Bestimmtheit weiss, ob dieselben in ihrer jetzigen Beschaffenheit das Product des Metamorphismus oder ursprüngliche Bildungen sind.

Es ist nicht zweifelhaft, dass unter allen Hülfswissenschaften der Gesteinslehre namentlich die Chemie es ist, welche bei den Untersuchungen über die Genesis der Gesteine die erspriesslichsten Dienste geleistet hat und noch fortwährend leistet. Sie ist in hohem Grade dazu angethan, den Schleier zu lüften, welcher den Ursprung der kryptogenen Gesteine verhüllt. Die Gesteinsbildungen sind ja vorwiegend chemische Processe, welche in dem grossen chemischen Laboratorium unserer Erde von Statten gegangen sind und ununterbrochen fortdauern. Wie unendlich viel auch die Petrogenese der Chemie zu verdanken hat, beweisen die glänzenden Untersuchungen von Bischof, Bunsen, Daubrée, Delesse, Sterry Hunt, anderer hochverdienter Forscher nicht zu gedenken.

Dennoch darf die Chemie in petrogenetischen Fragen, wollen wir nicht auf Abwege gerathen, nicht alleinige Lehrmeisterin und Richtschnur sein. Nur unvollkommen vermag der Chemiker in seinem Laboratorium die grossartigen Arbeiten der Natur in ihrer unermesslichen Werkstätte nachzuahmen. Sind die Gesetze, nach denen die Verbindung, Trennung und Einwirkung von Stoffen vor sich geht, auch hier keine andern, wie dort, so ist doch nicht ausser Augen zu lassen, dass die Verhältnisse und Bedingungen, unter denen die Natur im Grossen schafft, meistens ganz anders geartet sind, wie diejenigen, unter denen der experimentirende Chemiker zu arbeiten vermag. Namentlich gebricht es dem letztern an einem Hauptagens, der Zeit, welche der Natur bei ihren Bildungen im ausgedehntesten Maassstabe zu Gebote steht. Die Verhältnisse, unter denen ein Gestein in der Natur sich uns darbietet, seine Lagerungs-

verhältnisse und sein geognostisches Vorkommen vermögen in sehr vielen Fällen nicht geringer zu achtende Aufklärungen über seine Entstehungsweise an die Hand zu geben, als sie das chemische Experiment darzubieten im Stande ist. Bei der Beurtheilung der Genesis sind geognostische Verhältnisse und chemische Gesetze vollständig gleichberechtigt; die weittragende Bedeutung der letztern wird dadurch keineswegs geschmälert, sondern nur in das rechte Maass zurückgewiesen. Ja es kann der Fall vorkommen, dass die Lagerungsverhältnisse eines Gesteins mit grösster Entschiedenheit einem Modus der Genesis das Wort reden, die Chemie indessen nicht im Stande ist, den Ursprung desselben in dieser Weise zu deuten, oder dass sogar die bis jetzt bekannten chemischen Gesetze derselben widerstreiten; dann wird dennoch aus den oben angeführten Rücksichten das grössere Gewicht auf das geognostische Vorkommen gelegt werden müssen.

Höchst treffend sind in dieser Beziehung die Bemerkungen Keilhau's, welche dieser im Jahre 1837 äusserte: »Der Fall lässt sich sehr wohl denken, dass irgend eine Thatsache, welche die Chemie bis jetzt noch als problematisch betrachten muss, durch geognostische Verhältnisse aufgeklärt und entschieden werden kann, indem der Geologe seine Aufmerksamkeit auf die Vorgänge im grossen Laboratorio der Natur richtet, und dadurch zur Erklärung von Erscheinungen gelangt, welche zwar in das Gebiet der Chemie gehören, aber in den künstlichen Laboratorien nicht beobachtet werden können. Es ist daher ganz in der Ordnung, dass der Geologe mit seiner Theorie über die Bildung der Granite und anderer ungeschichteter Gesteine dem experimentirenden Chemiker vorauseilt, und zwar so sehr, dass selbst dann, wenn der Chemiker im Stande wäre, in seinem Laboratorio einen Granit darzustellen, der dem natürlichen vollkommen gleich wäre, es dem Geologen immer noch erlaubt sein würde, eine von der künstlichen Darstellungsart abweichende Ansicht über die Bildungsweise des in der Natur vorkommenden Granit anzunehmen, wenn er findet, dass jene künstliche Art der Granitbildung mit den geognostischen Verhältnissen im Widerspruch steht.« (Karstens Archiv X. 1837. 470.) In ähnlicher Weise spricht sich Scheerer, einer unserer hervorragendsten Chemiker, aus: »Billig scheint es die Geognosie in so weit für mündig zu erklären, um selbständige Beobachtungen machen zu können,

ohne bei jedem Schritte von der Chemie geleitet zu werden. Es kann Fälle geben, wo wir der Geognosie mehr Glauben schenken müssen, als der Chemie und solche Fälle sind schon vorgekommen. Die Bildung des Eisenglanzes als Sublimationsproduct in den Vulkanen war längst vorher beobachtet, ehe ihre chemische Möglichkeit begriffen wurde.« (Karstens u. v. Dechens Archiv XVI. 1842. 109.) Vgl. auch Fournet, Comptes rendus LIII. 82.

Die Untersuchungen über die Entstehung der einzelnen Gesteine können nun erst dann vorgenommen werden, nachdem ihre petrographischen Eigenthümlichkeiten, ihre Lagerungsformen und andere Verhältnisse mehr geognostischer Art geschildert worden sind, denn die alsdann gewonnenen Resultate liefern uns erst vorwiegend das Material zur Entscheidung der Frage über ihren Ursprung. Dabei werden es hauptsächlich die ursprünglichen krystallinischen Gesteine (vgl. S. 2) sein, deren Genesis einer nähern Erforschung zu unterziehen ist. Bei den klastischen Gesteinen, welche nur Zusammenhäufungen von Trümmern zerstörter krystallinischer Felsmassen oder deren Zersetzungsschlamm darstellen, handelt es sich lediglich darum, unter welchen Verhältnissen die Bildung und Vereinigung dieser Fragmente vor sich gegangen ist, da die Frage nach der Entstehung des eigentlichen Materials als bereits erledigt dabei nicht weiter mehr in Betracht kommt.

Hier seien vorderhand einige allgemeine auf Beobachtung gegründete Betrachtungen angestellt über den Stand unserer Kenntnisse von der Entstehungsweise derjenigen Mineralien, welche hauptsächlich zur Zusammensetzung der Gesteine beitragen. Wir werden dabei sehen, dass die Natur sich in sehr vielen Fällen zweier Wege, des hydatogenen und pyrogenen, zu bedienen vermag, um ein und dasselbe Mineral zu erzeugen. Multa fiunt eadem, sed aliter.

Was zunächst den Quarz anbetrifft, so ist kein Beispiel von der Bildung desselben auf pyrogenem Wege bekannt. Die Laven, welche heutigen Tages erstarren, scheiden keine freie Kieselsäure als Quarz ab; auch hat man Quarz noch nicht als Hochofenproduct aufgefunden, selbst die möglichst langsam abgekühlten sauren Glasflüsse lieferten denselben nicht als Erstarrungsproduct. Dagegen liegen zahllose Beispiele von der Entstehungsweise des Quarz auf wässerigem Wege vor. Die Quarze in Drusenräumen, im Innern

von Muschelschaalen, diejenigen, welche auf solchen Mineralien aufsitzen, die durch Feuer zerstört oder verändert werden, die Quarze, welche Wassertropfen einschliessen, sind ebenso viele Zeugen dafür, dass sie nur aus Gewässern abgesetzt sein können. Unter gewöhnlichen Bedingungen hat man indessen bis jetzt noch keine Quarzkrystalle aus wässerigen Lösungen darzustellen vermocht. Experimente haben dagegen dargethan, dass die künstliche Bildung von Quarz vermittelst des überhitzten Wassers gelingt; diese merkwürdigen Processe, bei welchen durch die Wirkungen des überhitzten Wassers zu vielfachen Mineralbildungen Anlass gegeben wird, kann man mit Bunsen hydatothermische nennen. Schafhäutl theilte schon im Jahre 1845 mit, dass er Kieselsäure im papinianischen Topf krystallisirt erhalten habe (Münchener gelehrte Anzeigen 1845. 557). Auch de Sénarmont vermochte Quarz darzustellen, indem er Kieselsäure im Zustande des Ausscheidens in Wasser löste, das mit Kohlensäure angeschwängert oder besser noch mit verdünnter Salzsäure versetzt war, und eine solche Lösung in verschlossenen Gefässen langsam bis auf 130°—300° erhitzte (Annales de chim. et de phys. (3) XXVIII. 1849. 693). Neuerdings hat auch Daubrée bei seinen wichtigen Experimenten auf hydatothermischem Wege Quarzkrystalle bis zu 2 Mm. Grösse erzeugt.

Betreffs des Feldspath stehen uns manchfache Beobachtungen zu Gebote. Bereits im Jahre 1810 erwähnte Hausmann Feldspathkrystalle, die sich in einem Mansfelder Kupferhochofen gebildet hatten (Norddeutsche Beiträge zur Berg- und Hüttenkunde IV. 86). Heine fand im Jahre 1834 ähnliche Krystalle aufsitzend auf den die Seitenmauer des Kupferhochofens zu Sangerhausen überziehenden Graphitlagen und zinkischen Ofenbrüchen; sie waren meist von etwas Kobalt und Mangan violett, zuweilen auch von mechanisch eingemengter Kohle schwarz gefärbt, selten ins Weisse sich ziehend, und verhielten sich krystallographisch und chemisch wie Orthoklas (Poggend. Annal. XXXIV. 531, Karstens Archiv 1835. VIII. 225. Vgl. auch Gurlt, Sitzgsber. d. niederrh. Ges. f. N. u. H. 1859. 55). Hausmann besprach später noch einmal kleine, dem Adular vom St. Gotthardt ganz ähnliche Feldspathkrystalle, welche sich in einem ausgeblasenen Eisenhochofen zu Josephshütte bei Stolberg am Harz gefunden hatten (Handbuch der Mineral. I. 631). Prechtl theilte 1848 die Nachricht mit, dass sich in einer 1⅓ Centner

schweren Glasmasse, welche auf der Spiegelglasfabrik zu Neuhaus geschmolzen wurde, nach dem langsamen Erkalten Feldspathkrystalle bis zur Grösse eines Cubikzolles mit vollkommen scharfen Kanten ausgeschieden hatten, eine Thatsache, deren erste Beobachtung bereits in das Jahr 1811 fällt. Ausserdem liegt die Ausscheidung von Sanidin und andern Feldspatharten aus Lavaströmen vor. Durch Schmelzen von reinem Feldspath oder durch Zusammenschmelzen der Bestandtheile desselben erhält man den Feldspath nicht krystallisirt; es entstehen selbst bei sehr langsamer Abkühlung stets glasige Massen ohne irgend eine Spur von krystallinischem Gefüge.

Kann demnach kein Zweifel obwalten, dass eine Feldspathbildung auf pyrogenem Wege möglich ist, so ist andererseits kein Beispiel bekannt, dass sich Feldspath direct vor unsern Augen unter gewöhnlichen Bedingungen aus dem Wasser abgeschieden hätte. Nachdem Sterry Hunt schon 1856 die Vermuthung ausgesprochen hatte, dass es möglich sei, Feldspath aus Auflösungen unter starkem Druck krystallisirt zu erhalten, hat Daubrée 1857 Feldspath wirklich auf hydatothermischem Wege darzustellen vermocht, ein Resultat, welches bei der Untersuchung der Gesteinsgenese sehr schwer ins Gewicht fällt. Dagegen hat man im Laufe der Zeit eine Menge von Feldspathbildungen kennen gelernt, welche sich nur durch die Annahme erklären lassen, dass dieses Mineral hier aus wässerigen Solutionen krystallisirt sei, und zwar höchst wahrscheinlich unter Ausschluss von hoher Temperatur und starker Pression, wie sie die hydatothermischen Processe verlangen.

Zu solchen Feldspathbildungen, welche durch die Natur ihres Vorkommens ihren wässerigen Ursprung bekunden, gehören: die auf Kalkspath aufsitzenden Adularkrystalle in den Gesteinsdrusen des St. Gotthardt; die Feldspathkrystalle in den Drusen der Schiefergesteine von Glarus (Studer, N. Jahrb. f. Min. 1840. 352); die kleinen Albit- und Periklinkrystalle in den Kalksteinen und Dolomiten der Alpen, z. B. am Col de Bonhomme, der Pyrenäen; die Feldspathkrystalle, welche sich auf Erzlagerstätten finden, die jedenfalls hydatogener Entstehung sind, so auf Kupfererzlagerstätten im Glimmerschiefer zu Nyköping in Schweden, auf Erzlagerstätten zu Schmölnitz in Ungarn, auf den Kongsberger Erzgängen (Grube Herzog Ulrich nach Hausmann) und auf denen von Marienberg und Schönborn in Sachsen; die in den Geoden vom Lake superior mit gediegenem

Kupfer, Kalkspath und Zeolithen vorkommenden, zierlichen Orthoklaskrystalle, deren Bildungsweise von der jener Mineralien nicht getrennt werden kann (Am. Journ. of sc. (2) XXVIII. 1859. 16); die Drusen von krystallisirtem Feldspath und blauem Flussspath in den Bergkrystalltrümern, welche den Kohlensandstein von Oberwiesa, unweit Chemnitz, durchschwärmen (Naumann in Geogn. Beschr. des Kgr. Sachsen, Heft II. 391); die von Knop besprochenen, offenbar neugebildeten Orthoklaskrystalle zwischen den Porphyrpsephiten von Oberwiesa und in der Arkose vom Zeisigwalde (N. Jahrb. f. Min. 1859. 595; vgl. auch Volger ebendas. 1861. 1); endlich die Pseudomorphosen von Feldspath nach verschiedenen Zeolithen, von denen zuerst Haidinger auf diejenigen von Feldspath nach Laumontit in den Höhlungen der Trappgesteine der Kilpatrick Hills bei Dumbarton in Schottland aufmerksam machte (Sitzgsber. der Wien. Akad. d. W. I. Heft 3. S. 96). Grandjean fand solche Pseudomorphosen auf Klüften eines Grünsteins bei Niederscheld, unfern Dillenburg, F. Sandberger beobachtete ähnliche in zolllangen Krystallen in einer Druse bei Oberscheld in Nassau (Jahrb. des Ver. für Naturk. im Herz. Nassau VII. 219 und N. Jahrb. f. Min. 1851. 156). Am Calton Hill bei Edinburg nach Haidinger, in Mandelsteinen der Gegend von Dillenburg nach Breithaupt erscheint Orthoklas in Formen von Analcim. K. G. Zimmermann beschreibt eine Pseudomorphose von Feldspath in Form des Bergkrystall von Krageröe in Norwegen (N. Jahrb. f. Min. 1860. 325). Alle diese pseudomorphen Neubildungen können nur auf wässerigem Wege sich ereignet haben. Auch ist es höchst wahrscheinlich, dass aus Feldspathschlamm eine Regeneration von krystallinischem Feldspath vor sich gehen kann. Ob die von Jenzsch aufgefundenen, ringsum ausgebildeten Sanidinkrystalle in den Thonen von Tanhof und vom Buschberge bei Zwickau in der That Neubildungen sind, dürfte wohl noch nicht genugsam festgestellt sein (vgl. Poggend. Ann. 1858. CV. 618). Der Anorthit erscheint einestheils als Gemengtheil von Laven, anderntheils in Höhlungen der Dolomite des Monte Somma, wohin er zweifelsohne nur auf wässerigem Wege gelangt sein kann. Feldspath ist nach allem diesem ein Mineral, für welches die Bildung auf hydatogenem Wege ebensowohl nachgewiesen ist, wie die auf pyrogenem.

Was die Bildung des A u g i t anbelangt, so hat man denselben schon so oft als Ausscheidungsproduct geschmolzener Massen beob-

achtet, dass an der Möglichkeit seiner pyrogenen Entstehungsweise nicht der mindeste Zweifel obwalten kann. Sehr häufig sind aus den bei den Hüttenprocessen sich bildenden Schlacken Augite herauskrystallisirt. Nöggerath beschrieb Augitkrystalle aus den Schlacken des Hochofens Olsberg bei Bigge in Westphalen (Journ. f. pract. Chem. XX. 501), Montefieri Levi analysirte Augite aus den Schlacken des Hochofens zu Ougrée bei Lüttich (Jahresbericht 1854. 818), Richter beschrieb und untersuchte ebensolche von dem Eisenwerk zu Rufskberg im Banater Grenzbezirk (ebendas. 1855. 922), v. Leonhard erwähnt nadelförmige Augitkrystalle in Hochofenschlacken von Skis-Hytta in Wester-Berghlagen (Oester-Dalarne in Schweden, N. Jahrb. f. Min. 1853. 649), F. Sandberger berichtet über ähnliche Vorkommnisse (Poggend. Ann. LXXXIII. 457), zahlreicher anderer nicht zu gedenken. Mitscherlich und Berthier erhielten beim Zusammenschmelzen von Kieselsäure, Kalk und Magnesia in einem Kohlentiegel im Feuer des Porzellanofens eine nach den Augitflächen spaltbare Masse, deren Höhlungen mit den schönsten Augitkrystallen besetzt waren. Auch geschmolzener Strahlstein krystallisirt in der Augitform. Daneben erscheinen die deutlichsten Augitkrystalle in den Lavaströmen nicht nur der erloschenen, sondern der noch thätigen Vulkane (Vesuv, Aetna, Stromboli); lose ringsum wohl ausgebildete Augitkrystalle wurden und werden nicht selten von Vulkanen ausgeworfen (Umgegend des Laacher See, Vesuv, Stromboli, Monte Rossi am Aetna).

In seinem Meisterwerke, der chemischen und physikalischen Geologie (2. Aufl. II. 612), führt G. Bischof, welcher von den Augiten in Basalten und selbst in Laven anzunehmen geneigt ist, dass sie auf wässerigem Wege gebildet oder doch wenigstens zu ihrer jetzigen Grösse gewachsen seien, mehrere Gründe für die Bildung des Augit auf diesem Wege an, gegen deren Möglichkeit wohl kein Bedenken mehr gestattet ist; dieselben betreffen indess vorwiegend nicht den gemeinen Augit, welcher sich hauptsächlich als Gemengtheil der krystallinisch-körnigen Gesteine findet, sondern andere Augitvarietäten, wie sie namentlich auf Klüften, Erzgängen, in Kalksteinen zu Hause sind, die Diopside, Malakolithe, Sahlite. Nach Blum finden sich kleine Augitkrystalle in den Analcim- und Comptonitkrystallen der Drusenräume der basaltischen Gesteine der Cyclopeninseln, vielleicht eines der belangreichsten Facta für die

Möglichkeit der wässerigen Entstehung des gewöhnlichen Augit; künstlich ist derselbe auf nassem Wege unter gewöhnlichen Verhältnissen bis jetzt nicht dargestellt worden. Daubrée erhielt bei seinen Versuchen auf hydatothermischem Wege gebildete durchsichtige, grüne Diopsidkrystalle. Höchst wichtig für die Bildung des Augit ist die neu entdeckte Thatsache, dass unter den Silicaten, welche die Versteinerung des in den Laurentiankalksteinen Canadas aufgefundenen Foraminiferenrestes Eozoon canadense, des ältesten bekannten Organismus, bewirken, neben Serpentin und Loganit auch ein weisser Augit sich befindet, in welchem Sterry Hunt 54.90 Kieselsäure, 27.67 Kalk, 16.76 Magnesia, 0.80 flüchtige Substanz nachwiess. Er erklärt die Bildung dieses Kalk-Magnesia-Augit durch einfache Einwirkung von kieselsauren Alkalien, die entweder in Flusswasser oder in untermeerischem Quellwasser gelöst waren, auf die Kalk- und Magnesiasalze des Seewassers (Qu. journ. of the geol. soc. XXI. 1865. 67).

Bei der Hornblende liegen keine directen Beweise für die Bildung weder auf pyrogenem noch auf hydatogenem Wege vor: weder aus heutigen Laven, noch aus künstlichen Schmelzflüssen, noch aus wässerigen Solutionen hat man Hornblende sich ausscheiden gesehen. Sie bietet sich als Erzeugniss früherer Lavaströme noch thätiger Vulkane, sowie basaltischer Ströme erloschener Vulkane dar, so dass allerdings an der Möglichkeit ihres feurigen Ursprungs nicht zu zweifeln ist; dagegen erscheint der Strahlstein auf Erzgängen und innerhalb gewisser sedimentärer Gesteine unter Verhältnissen, welche die wässerige Entstehung dieses Minerals ausserordentlich wahrscheinlich machen. Daubrée fand Hornblendekrystalle bei Rothau in einem mit Petrefacten erfüllten Gestein, vermuthlich eine hydatogene Contactbildung der benachbarten Trappmasse. In dem sog. Uralit (vgl. S. 41) scheint auch die Hornblende ein durch Einwirkung von Wasser erzeugtes Umwandlungsproduct des Augit zu sein. Dennoch dürfte man zu weit gehen, wenn man mit Bischof (Chem. u. phys. Geol. 2. Aufl. II. 627. 666. 667) auch die in selbständigen Formen krystallisirten Hornblenden nicht nur der Basalte, sondern sogar der Laven für auf nassem Wege erfolgte Umwandlungsproducte des Augit betrachtet.

Der Olivin hat sich unzähligemal als Ausscheidung aus Eisenhochofenschlacken gefunden, z. B. schön auf der Sayner Hütte

bei Neuwied am Rhein. Ausserdem ist Olivin einer der gewöhnlichsten Gemengtheile basaltischer Lavaströme. Von manchen Forschern, z. B. Nöggerath (Verhandl. d. naturh. Ver. der preuss. Rheinl. u. Westph. August 1853; N. Jahrb. f. Min. 1854. 91), Bischof wird, wie es scheint, mit Recht vermuthet, dass wenigstens die grössern Olivinkugeln und die eckig gestalteten, bruchstückähnlichen Olivinmassen in der Lava präexistirten und sich nicht erst später nach Art der andern Krystalle daraus ausschieden; für die zahllosen kleinern, selbst mikroskopischen Olivinkörnchen, mit denen oft in grösster Regelmässigkeit die Lava- oder Basaltmasse durchsät ist, möchte dies nicht so leicht zu begreifen, für die allerdings seltenen krystallisirten Olivine sogar unwahrscheinlich sein. Die Olivine der Talkschiefer scheinen dagegen nicht pyrogenen Ursprungs zu sein. G. Bischof ist geneigt, die Olivine der Laven und Basalte von solchen durchbrochenen metamorphischen Gesteinen abzuleiten (Geologie II. 691).

Der Leucit ist nur als ein Gemengtheil von lavaartigen Gesteinen und deren klastischen Gliedern bekannt; künstlich wurde derselbe bisher auf keinerlei Weise dargestellt. Obschon also nichts näher zu liegen scheint, als eine Ausscheidung des Leucit aus der geschmolzenen Lavamasse anzunehmen, hat man doch in dem Umstande, dass nicht selten die vor dem Löthrohr gänzlich unschmelzbaren Leucite Körner oder Krystalle des bedeutend leichter schmelzbaren Augit in ihrem Innern einschliessen, einen Grund zu sehen geglaubt, um diese pyrogene Ausscheidung zu bezweifeln, indem man es für unmöglich erachtete, dass das ziemlich leicht schmelzbare Mineral vor dem unschmelzbaren erstarrt sein sollte. G. Bischof, welcher die Möglichkeit einer Ausscheidung der Leucite aus geschmolzener Masse nicht ganz von der Hand weist (Geologie II. 493), neigt sich doch vorwiegend aus dem berührten Grunde zu der Ansicht, dass die Leucite in den Laven auf wässerigem Wege entstanden seien; dadurch erkläre sich auch der grössere Umfang der Leucite in den ältern Laven; »die mikroskopischen Leucite, womit die Vesuvlaven von 1767 und 1779 durchwebt sind, sind dann solche, welche erst im Werden begriffen sind.« Es ist jedoch hierbei zu bemerken, dass keineswegs der strengflüssigste Körper auch der zuerst erstarrende zu sein braucht, dass vielmehr Beobachtungen vorliegen, denen zufolge mancher sehr schwer schmelzbare Körper bei Tempera-

turen noch nicht zu erstarren beginnt, welche tief unter seinem Schmelzpunkte liegen. Die Thatsache, dass bisher ausschliesslich nur in Laven Leucit gefunden wurde, dürfte gewiss nicht zu Gunsten der wässerigen Entstehungsweise desselben sprechen; hält man letztere fest, so scheint man zu der sonderbaren Annahme gezwungen, dass der nasse Process der Leucitbildung nur in Laven spielen darf. Nach Breislak (Lehrb. der Geologie III. 289) sind in der Leucitlava von Borghetto die Leucitkrystalle trotz ihres regulären Krystallsystems in der Richtung des Stromes einseitig in die Länge gezogen; einen deutlichern Beweis für die Ausscheidung dieser Leucite aus der fliessenden Lavamasse kann man wohl nicht füglich verlangen.

Für die Bildung des Glimmers stellen sich beide Wege als offen dar, von denen die Natur besonders häufig den nassen eingeschlagen zu haben scheint. Mitscherlich beobachtete in den Hohlräumen alter, von der Kupferroharbeit herrührender Schlacken unfern des Schlosses von Garpenberg in Dalekarlien durchsichtige, sechsseitig-tafelförmige Krystalle, sowie mehrere Zoll grosse Blätter eines verhältnissmässig sehr kalkreichen und kaliarmen Glimmers (Abhandl. d. k. Akad. d. W. z. Berlin 1822 u. 1823. S. 36). Gurlt fand oft künstlich gebildete Glimmerblättchen in hessischen Schmelztiegeln (Sitzgsber. d. niederrh. Ges. f. N. u. H. 1859. 33). Glimmer erscheint mitunter häufig in den Laven erloschener und thätiger Vulkane, so ausgezeichnet in den basaltischen Laven der Umgegend des Laacher See, am Hohenfels im Essinger Thal in der Eifel; in den Laven des Vesuv finden sich schwarze, tombackbraune, rothe, goldgelbe sechsseitige Tafeln, Blättchen und Schuppen, meist sehr glänzend, zerstreut; schön z. B. in den Laven von 1037, 1794, 1821; auch die vulkanischen Sande des Vesuv enthalten Glimmerblättchen, z. B. die bei den Eruptionen von 1839 und 1850 ausgeworfenen. Bischof betrachtet alle diese Glimmervorkommnisse in vulkanischen Gesteinen namentlich wegen der Strengflüssigkeit des Minerals nicht als Ausscheidungen aus der Lava, sondern entweder als darin präexistirend, oder als später darin auf nassem Wege gebildet, und gelangt zu dem Schluss, dass »kein einziger vollgültiger Beweis für die Entstehung auch nur eines einzigen Glimmerblättchens auf pyrogenem Wege gefunden werden könne« (Geologie II. 722—736). Kein Umstand scheint indessen zur Annahme einer Bildung dieser Glimmer auf nas-

sem Wege zu zwingen, da die, wenn auch noch so grosse Strengflüssigkeit nicht der Möglichkeit einer Ausscheidung aus geschmolzenem Magma widerspricht. Die Präexistenz des Glimmers in der Lava wird aber dadurch fraglich, dass er so häufig regelmässige Krystallbildung zeigt; stammten die Lavaglimmer etwa von durchbrochenen Glimmergesteinen, z. B. Glimmerschiefern her, so sollte man nur unregelmässige Bruchstücke und Splitter, keine Krystalle erwarten.

Dagegen sprechen zahllose andere Vorkommnisse für die Bildung des Glimmers auch auf nassem Wege, namentlich die Pseudomorphosen desselben nach Feldspath, Andalusit, Turmalin, Wernerit, Cordierit; solche Umwandlungsprocesse können nur hydatogene Vorgänge sein. Auch das Vorkommen von Glimmer auf den Erzgängen von Schneeberg deutet die wässerige Entstehungsweise an; kleine silberweisse Glimmerkrystalle finden sich mit Quarz in Drusenräumen eines beim Schloss Augustusburg im Erzgebirge aufsetzenden Ganges, welcher aus Hornstein, Amethyst, Flussspath und Quarz besteht (Kaden in Naumanns Erläuter. z. geogn. K. v. Sachs. Heft II. 85).

Daubrée gelang es, eine glimmerartige Substanz auf hydatothermischem Wege darzustellen. Thon mit Wasser zusammen in Glasröhren stark erhitzt, belud sich mit vielen weissen, perlmutterglänzenden Blättchen von sechsseitigem Umrisse und dem Ansehen des Glimmers; sie sind schmelzbar vor dem Löthrohr; für die Umwandlung der Thonschiefer in Glimmerschiefer ist dies ein sehr belangreiches Factum.

M a g n e t e i s e n o k t a e d e r haben sich nicht selten bei metallurgischen Processen gebildet, z. B. beim Rösten des Eisenspaths, wenn die geröstete Masse in Fluss kommt. Magneteisen ist ein sehr häufiger Gemengtheil in Laven, alter wie junger, erloschener wie thätiger Vulkane, nicht nur in sichtbaren Körnern oder Krystallen, sondern in den allerfeinsten mikroskopischen Stäubchen gleichmässig durch die ganze Gesteinsmasse vertheilt, was für eine directe Ausscheidung und nicht sehr zu Gunsten der Ansicht zu sprechen scheint, dass dieses Magneteisen zum grossen Theil in der Lavamasse präexistirt habe.

Auf der andern Seite liegen Beweise von Magneteisenbildungen vor, welche wohl nur eine Erklärung durch nasse Processe zulassen. Das auf Harmotom in der Höhlung einer Vesuvlava sitzende

Magneteisenoktaeder, welches Blum beschreibt, kann nur auf wässerigem Wege entstanden sein; dasselbe gilt für das mit feinen Quarzkörnern gemengte Magneteisen Blums, in welchem ein Kern von Spirifer speciosus steckt, für zahlreiche Magneteisenvorkommnisse in Drusenräumen, für die ringsum ausgebildeten Magneteisenkrystalle inmitten des silurischen Thonschiefers. Auch dürfte es keinem Zweifel mehr unterworfen sein, dass sich Magneteisen bei der auf nassem Wege erfolgenden Zersetzung des Augit und wahrscheinlich auch verwandter Mineralien abscheidet, wie dies namentlich Bischof in überzeugender Weise dargethan hat. Resultat einer solchen nassen Ausscheidung kann das Magneteisen der Laven wohl nicht sein, da die begleitenden Augite häufig erkennen lassen, dass sie gänzlich unverändert sind und es sich überhaupt auch in sehr jungen Laven findet, in denen derlei Zersetzungsprocesse füglich noch gar nicht gespielt haben können.

Ueber die künstlich erzeugten pyrogenen Mineralien vgl.

Koch, Beiträge zur Kenntniss krystallinischer Hüttenproducte. Göttingen 1823.

Hausmann, Beiträge zur metallurgischen Krystallkunde. Gött. 1850.

A. Gurlt, Uebersicht der pyrogenneten künstlichen Mineralien, namentlich der krystallisirten Hüttenerzeugnisse. Freiberg 1857.

K. C. v. Leonhard, Hüttenerzeugnisse und andere auf künstlichem Wege gebildete Mineralien als Stützpunkt geologischer Hypothesen. Stuttgart 1858.

Die zeolithischen Mineralien, welche die Drusen- und Blasenräume der Gesteine bekleiden und auch manchmal bald feinzertheilt bald deutlich eingesprengt innerhalb ihrer Masse angetroffen werden, stellen sich mit grösster Wahrscheinlichkeit als Bildungen hydatogener Art dar, wofür die ganze Art und Weise ihres Vorkommens spricht.

Thatsachen liegen zum Beweise vor, dass sich Zeolithe unter ganz gewöhnlichen Umständen gebildet haben, und noch bilden. Nahe an der Ausflussstelle der warmen Quellen von Plombières findet sich ein römisches Gemäuer, bestehend aus Bruchstücken von Backsteinen, verkittet durch Kalk. Unter der fortgesetzten Einwirkung des durchdringenden Mineralwassers haben sich in den Höhlungen der Backsteine und des kalkigen Bindemittels warzenförmige und bisweilen krystallisirte Ueberzüge gebildet, welche vorwiegend aus Zeolithen, namentlich aus Apophyllit, Chabasit und Harmotom bestehen. Zur Bildung

und Krystallisation solcher Silicate gehört also keine so hohe Wärme, als man wohl vermuthet hatte, sondern eine solche von 60—70°, wie sie den Quellen von Plombières eigen ist, reicht hin, wenigstens manche von ihnen zu erzeugen. Demnach können sich die Zeolithe in Gesteinen unter einfachem Luftdruck und selbst an der Oberfläche des Bodens bilden. Merkwürdig ist es, dass diese Silicate auf wässerigem Wege bei einer Temperatur vor unsern Augen krystallisiren, bei welcher man sie für in Wasser unlöslich hielt (Daubrée, Ann. des mines (5) XIII. 1858. 227; Bull. d. l. soc. géol. (2) XVI. 562). Forchhammer machte ähnliche Beobachtungen auf den Faeröer; dort bilden sich in manchen Schluchten noch jetzt Conglomerate, deren Fragmente durch Zeolithe verbunden sind. Fournet fand in der Nähe von Pontgibaud grosse Basaltblöcke von bedeutender Festigkeit und Härte; dieselben hatten zum Theil unter Wasser gelegen, und diejenigen, bei welchen dies der Fall war, zeigten beim Zerschlagen, dass ihre Höhlungen mit Flüssigkeiten erfüllt waren, aus welchen sich schon feine Mesotypnadeln ausgeschieden hatten; bei den ausserhalb des Wassers befindlichen Blöcken zeigte sich diese Erscheinung nicht (Fournet in Burat's Traité de géognosie III. 1835. 430). Derselbe Forscher erwähnt Kalkabsätze aus Mineralquellen der Auvergne, welche mit Mesotypkrystallen gemengt sind. Nach Sartorius von Waltershausen finden sich im Val di San Giacomo am Aetna in einer Basaltdecke, über welche ein Bach sich herabstürzt, kleine Drusen mit Krystallen von Analcim, Mesotyp, Kalkspath u. s. w. angefüllt, zum Beweise, dass durch Quellen oder atmosphärisches Wasser unter gewöhnlichen Umständen die Zeolithbildung vermittelt werden kann (Phys. geogr. Skizze v. Island 89). Derselbe beobachtete eine stalactitische Bildung von Apophyllit auf Holzstämmen in den Tuffen von Hallbjarnastadr-Kambr im nordöstlichen Island (Die vulk. Gesteine von Sicil. und Island 517).

Wöhler füllte eine Glasröhre mit pulverisirtem Apophyllit und Wasser, schmolz dieselbe zu und erhitzte sie in einem Oelbade so weit, dass der Dampf eine Spannung von 10—12 Atmosphären annahm; der Apophyllit löste sich unter solchen Verhältnissen vollständig auf und krystallisirte beim Erkalten wiederum aus der Flüssigkeit heraus. Die oben angeführten Beispiele deuten indessen darauf hin, dass bei der Zeolithbildung nicht nothwendig eine hohe

Temperatur und starker Druck vorausgesetzt zu werden braucht, obwohl dieselben in manchen Fällen diese Processe wesentlich unterstützt haben dürften (vgl. die Bemerkungen Sartorius v. Waltershausens a. a. O. 89 ff.).

Das Material zur Bildung der Zeolithe stammt offenbar von der Zersetzung der im Gestein vorhandenen Silicate her; sie können der Mehrzahl nach als hydratisirt regenerirte Feldspathe betrachtet werden.

Gruppirung und Eintheilung der Gesteine.

Früher schon, bei der Betrachtung der vielfachen Uebergänge der Gesteine wurde auf die grossen Schwierigkeiten aufmerksam gemacht, welche sich der genauern Fixirung von einzelnen Gesteinsarten entgegenstellen. Selbst wenn es gelungen ist, gewisse wohlcharacterisirte Normaltypen als Anhaltspunkte für zahlreiche Varietäten festzustellen, welche sich um sie herumschaaren, so erwachsen neue Schwierigkeiten, sobald man versucht, die so gewonnenen Gesteinsarten in ein System zu gruppiren. Das Streben künstliche Eintheilungsprincipien möglichst aus dem System zu verbannen, lässt sich wohl schwerlich vollständig durchführen, und selbst mit Hülfe dieser scheint es kaum vermeidlich, hier und da gewisse Inconsequenzen zu begehen, welche indessen um so weniger schwer ins Gewicht fallen, da das System selbst nicht die Hauptsache und wohl überhaupt kein naturwissenschaftliches System ein getreuer und vollkommener Ausdruck der Natur ist.

Zu den ältern Versuchen einer Classification der Gesteine gehören die von Alexandre Brongniart (Journal des mines XXXIV. 31), von Hauy (Traité de minéral. 2. Aufl. IV. 518) und von Cordier (vgl. Kleinschrod im Jahrb. f. Min. 1831. 17). Ihre Mittheilung hätte mit Rücksicht auf den jetzigen Zustand der Wissenschaft nur einen geschichtlichen Werth; die Bedeutung gar mancher darin vorkommender Gesteinsbenennungen hat im Laufe der Zeit wesentliche Veränderungen erfahren, Zersplitterungen sowohl als Zusammenfassungen und Erweiterungen der einzelnen Begriffe wurden durch die vermehrte Kenntniss des mineralogischen und chemischen Bestandes nothwendig; eine andere Anzahl von Gesteinen, welche erst die neuere Zeit kennen lehrte, fehlt in jenen ältern Classificationen.

In seiner Characteristik der Felsarten (1823), dem ersten syste-

matischen und für seine Zeit vortrefflichen Lehrbuche der Petrographie hat C. v. Leonhard vier Abtheilungen unterschieden: ungleichartige, gleichartige, Trümmer- und lose Gesteine, als Anhang Kohlen.

Naumann geht bei der in seinem Lehrbuch der Geognosie befolgten Anordnung der Gesteine von der Eintheilung derselben in protogene und deuterogene aus; die erstern, die ursprünglichen Gesteine sind bekanntlich solche, deren Material, wie es uns jetzt erscheint, noch den ursprünglichen Ausbildungs- und Aggregationszustand an sich trägt, die letztern, die klastischen, sind diejenigen, deren Material, wie es sich jetzt uns darstellt, von andern präexistirenden Gesteinen abzuleiten ist (vgl. S. 2). Die Unterabtheilungen der Gruppe der protogenen Gesteine sind auf die mineralisch-chemische Zusammensetzung derselben gegründet, es werden Eisgestein, Haloidgesteine, Kieselgesteine, Silicatgesteine, Erzgesteine und Kohlengesteine unterschieden. In der Gruppe der deuterogenen sind die klastischen Gesteine nach dem Material ihrer Fragmente, nach denjenigen Gesteinen geordnet, aus welchen sie entstanden sind.

Senft hat in seiner Characteristik der Felsarten ein anderes Eintheilungsprincip gewählt. Er unterscheidet als Hauptabtheilungen:

Anorganolithe, Felsarten, deren Hauptmasse aus wahren Mineralsubstanzen besteht und beim Erhitzen weder mit Flamme brennt, noch sich ganz oder theilweise verflüchtigt; und

Organolithe, Felsarten, deren Hauptmasse aus Kohle oder organischen Verwesungsstoffen besteht.

Die Anorganolithe zerfallen in krystallinische und klastische Gesteine. Die krystallinischen Gesteine werden wiederum in einfache krystallinische und gemengte krystallinische unterschieden, die klastischen in feste, mit einem Bindemittel versehene Trümmergesteine (pseudoklastische, hemiklastische und holoklastische Gesteine) und in lose Anhäufungen (Blöcke, Gerölle, Sand, Erdkrumen) eingetheilt.

v. Cotta ordnet in seiner Gesteinslehre (1862. 64) die Gesteine nach ihrer Entstehungsweise folgendermaassen an:

1. Eruptivgesteine. Höchst wahrscheinlich alle durch Erstarrung aus einem heissflüssigen Zustande hervorgegangen. Dieselben zerfallen nach ihrer chemischen Beschaffenheit in kieselarme oder basische und kieselreiche oder saure; innerhalb jeder dieser beiden Abtheilungen werden vulkanische und plutonische Gesteine unter-

schieden; Hauptrepräsentanten der vier Gruppen sind Basalte, Grünsteine, Trachyte, Granite.

2. Metamorphische krystallinische Schiefergesteine. Höchst wahrscheinlich durch Umwandlung von sedimentären entstanden, nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung aber den eruptiven nahe verwandt, z. B. Gneiss, Glimmerschiefer, Chloritschiefer u. s. w.

3. Sedimentäre Gesteine. Alle durch Ablagerung entstanden; zerfallen in thonreiche, kalkreiche, kieselreiche und Tuffbildungen.

An diese Hauptgruppen in grosser Verbreitung auftretender Gesteine werden noch diejenigen als Anhang angereiht, welche seltener vorkommen, nur untergeordnete Einlagerungen oder besondere Lagerstätten bilden und bei denen zum Theil auch die Entstehungsweise noch sehr zweifelhaft ist. Dahin gehören z. B. Serpentin, Granatgesteine, Greisen, Schörlfels, Kohlen, Eisensteine, Mineralien als Gesteine. Diese möglichst natürliche Gruppirung würde eine sehr befriedigende genannt zu werden verdienen, wenn nicht das Haupteintheilungsprincip mehr oder weniger auf Hypothesen fusste.

In der nachfolgenden Beschreibung der Gesteine wurde als Haupteintheilungsprincip der Unterschied zwischen ursprünglichen (krystallinischen) und klastischen Gesteinen zum Zweck einer Gruppirung nach ganz allgemeinen Gesichtspunkten festgehalten; folgende Gliederung ist zu Grunde gelegt worden:

A. Ursprüngliche (krystallinische) Gesteine.

I. Einfache (krystallinische) Gesteine.

II. Gemengte (krystallinische) Gesteine.

1) gemengte krystallinisch-körnige und Porphyr-Gesteine.

2) gemengte krystallinisch-schieferige Gesteine.

B. Klastische Gesteine.

Die einfachen ursprünglichen (krystallinischen) Gesteine.

Für diese Gesteine ist folgende Gruppirung versucht worden, welche sich in manchen Zügen an die von Naumann gewählte anlehnt:

1. Eis.
2. Haloidgesteine.
   Steinsalz, Flussspath, Kryolith,
   Kalkstein, Dolomit, Mergel,
   Gyps, Anhydrit, Phosphoritgestein, Stassfurtitgestein, Schwerspathgestein.
3. Kieselgesteine.
   Quarzit und Quarzschiefer, Kieselschiefer, Hornstein, Jaspis, Süsswasserquarz, Opal, Flint, Polirschiefer, Kieselguhr.
4. Silicatgesteine.
   Augitgestein, Malakolithfels, Hornblendegestein, Skapolithfels, Epidosit, Erlanfels, (Smirgel),
   Chloritschiefer, Talkschiefer, Serpentin.
5. Erzgesteine.
   Eisenglimmerschiefer, Itabirit, Rotheisenstein, Brauneisenstein, Eisenoolith, Bohnerz, Eisenspath, Sphärosiderit, Magneteisenstein.
6. Kohlengesteine.
   Graphit, Anthracit, Steinkohle, Braunkohle, Torf, Asphalt, Brandschiefer, Guano.

Wie jede Anordnung der Gesteine, ist auch diese von Mängeln nicht frei: manche der erwähnten Gesteine nehmen andere Gemengtheile auf, welche bald als accessorische betrachtet werden können, bald indessen auch eine wesentliche Rolle spielen, wodurch solche

Gesteine gewissermaassen aus diesem Kreise herausgerückt werden. Der Smirgel, welcher sich seiner Zusammensetzung nach keiner der erwähnten Gruppen anschliesst, ist an das Ende der Silicatgesteine gestellt worden. Chloritschiefer und Talkschiefer hängen innig mit den gemengten krystallinisch-schieferigen Gesteinen zusammen. Itabirit ist zwar ein gemengtes Gestein, doch schien es zweckmässig, ihm im Verbande der Erzgesteine seine Stelle anzuweisen. Obsidiane und Bimsteine, welche gewissermaassen auch hierher gehören, stehen in zu enger Beziehung mit den gemengten trachytischen Gesteinen, als dass sie füglich davon getrennt werden könnten.

1. Eis.

Nach seiner Entstehungsweise und petrographischen Beschaffenheit unterscheidet man das Eis in

I. Schneeeis.

- 1. Firneis. 2. Gletschereis.

II. Wassereis.

- 1. dichtes Wassereis.
  - a) Süsswassereis. b) Meereseis.
- 2. schwammiges Wassereis, Grundeis.

Firneis.

Firn, Körnerschnee, oolithisches Eis. Névé.

Rundliche feste und harte Körner von Eis bilden entweder lose sandartige Aggregate oder sind häufiger durch ein Cäment von Eis zu einer festen und compacten Masse verbunden.

Der trockene feine, bald aus Nadeln, bald aus zierlichen drei- bis sechseckigen Sternen bestehende sog. Hochschnee, welcher in den obersten Regionen hoher Gebirge niederfällt, erhält sich in den höchsten Höhen fast unverändert, aber in geringern Höhen, von 10,000 Fuss an, werden die einzelnen Nadeln und Sterne zu runden blendend weissen, festen und harten Körnern abgeschmolzen. Ist der Einfluss der Sonnenwärme stark, so erhalten sich diese Körner als lose sandartig zusammengehäufte Massen; in den Nächten und in der kalten Jahreszeit überhaupt werden aber diese sog. Firnkörner durch das Gefrieren des zwischen ihnen befindlichen und einsickernden Wassers zu einer festen steinharten Eismasse cämentirt. Es ist das Firneis also gewissermaassen eine klastische Masse.

Merkwürdig ist die rosenrothe bis blutrothe Färbung, welche der Firn häufig auf beträchtliche Strecken hin, stets aber erst einige Linien unter seiner Oberfläche beginnend zeigt; sie rührt, wie mikroskopische Untersuchungen von Schuttleworth, Basswitz, Schimper, Ehrenberg u. A. gelehrt haben, von kleinen Algen- und Infusorienarten, namentlich Disceraea nivalis und Protococcus nivalis her, deren junge Zellen grün sind. (St. Bernhard, Unteraar-Gletscher, Oetzthaler-Gletscher.) In den Alpen sind Höhen zwischen 9 und 10,000 Fuss die Heimath des Firns, er erscheint überdeckt von dem zuletzt gefallenen Schnee, welcher nur unvollkommen körnig ist. In noch grössern Höhen findet sich, wie erwähnt, dieser Hochschnee unverändert, da die Trockenheit der Luft und die grosse Kälte das Abschmelzen der Nadeln und Sterne verhindert.

Gletschereis.

Eine krystallinisch-körnige Eismasse, bestehend aus festen und harten, grössern und kleinern Eiskörnern, welche ohne ein Eiscäment unmittelbar mit einander zusammengeschmolzen sind.

Das Gletschereis entsteht aus dem Firneis, indem die einzelnen Körner desselben zu einer festen Masse zusammenschmelzen, wenn die sich bergabwärts bewegenden Firnmassen in geringere Höhen von ungefähr 7600 Fuss gelangen; unterhalb dieser Höhe findet man daher kein Firneis mehr, sondern Gletschereis. Gletschereis bildet auch aufwärts die unterste Schicht der Firnmassen. Die Körner des Gletschereises sind in den höhern Regionen bedeutend kleiner, als in den untern, wo sie manchmal einen Zoll im Durchmesser erreichen; sie sind bald mehr, bald weniger scharf gerundet. Das Gletschereis hat einen scharfen, zusammenziehenden Geschmack und ist specifisch schwerer, als das Firneis.

Das Gletschereis ist nach allen Richtungen von unzähligen netzförmig sich verzweigenden Haarspalten durchdrungen, welche gewöhnlich so fein sind, dass man sie mit blossem Auge gar nicht, oder nur schwer wahrnehmen kann; sie werden durch Benetzen mit einer gefärbten Flüssigkeit bemerkbar. Durch diese Capillarspalten wird im Sommer fortwährend Wasser in die Gletschermasse eingesogen, welches gefrierend das Volumen derselben vermehrt. Ausserdem werden die Gletscher von klaffenden Spalten und Schründen durchzogen, welche bisweilen über 25 Fuss Breite und über

100 Fuss Tiefe erreichen. Kleine Stücke Gletschereis erweisen sich ganz wasserhell und farblos, während die Gletschereismasse im Ganzen ein schönes Blau zeigt, wechselnd von hellblau bis zum tiefsten Azurblau; namentlich in den Spalten des Gletschers erscheint das Eis auf das prachtvollste blau gefärbt; die Ursache dieser Farbe ist, wie es scheint, noch nicht zur Genüge aufgeklärt.

Die Gletschermasse ist in mehr oder weniger deutlicher Weise in Schichten abgetheilt; die Schichtungsflächen sind gewöhnlich parallel der Gletscheroberfläche, die einzelnen Schichten werden durch oft nur liniendicke Zwischenlagen von Staub, feinem Sand oder Grus von einander getrennt; manchmal auch ist die Gletschermasse nach der Richtung ihrer Schichtungsflächen spaltbar. Die Mächtigkeit der Schichten ist nach oben zu nur gering, meist ½ bis 2 Fuss betragend, nach dem untern Theile des Gletschers zu bedeutender, oft über 10 Fuss wachsend. Die vulkanische Insel Deception Island unter 61°55′ südl. Br. besteht zum grossen Theil aus abwechselnden Schichten von Eis und vulkanischen Auswürflingen, Asche und Lapilli (Poggend. Ann. XXIV. 102).

Die Gesammtmächtigkeit der Gletscher ist ebenfalls sehr verschieden, einige sind nur 60—80 Fuss mächtig, andere bestehen aus einer bis zu 1500 Fuss mächtigen Eismasse. Sehr ungleich ist auch die Oberflächenausdehnung der Gletscher; während einige nur eine halbe Stunde lang und kaum eine viertel Stunde breit sind, erreichen andere eine Länge von vier bis fünf Meilen bei einer Breite von einer halben Meile. Die merkwürdige Fortbewegung der Gletscher, die auf Grund der Plasticität des Gletschereises unter Mitwirkung der Schwerkraft vor sich geht, die Moränen, die Gletscherschliffe u. s. w. können hier nicht in Betracht gezogen werden.

Die Hauptlagerorte der Gletscher sind in Europa: in den Alpen, wo sich ihre Zahl auf 400 belaufen soll; die bedeutendsten sind in den westlichen Alpen die des Montblanc, Monte Rosa, des Finsteraarhorn, der Adulagruppe und des Bernina, in den östlichen tyroler und salzburger Alpen die des Ortles, des Oetzthals, des Grossglockner, des Venediger und Ankogel. In den Alpen liegt die untere Grenze der Gletscher durchschnittlich in 5700 Fuss Höhe. In den Pyrenäen die Gletscher der Maladetta, des Mont Perdu, Vignemale u. s. w. In Skandinavien und Island, in Norwegen nament-

lich die Gletscher des Folgefond, die des Justedal-Braeen, darunter der mächtigste der Lodalsgletscher, die des Sognefjeld, des Sulitelma u. s. w.; sie erreichen indessen bei weitem nicht die Ausdehnung der alpinen Gletscher. Mächtig sind die isländischen Gletscher (Jökulls), darunter der Vatna- oder Klofa-Jökull im Südosten, der Arnarfells- und Langi-Jökull im Centrum, der Glámu- und Dránga-Jökull im Nordwesten. Spitzbergen und Grönland sind mit gewaltigen Gletschern bedeckt; diese Gletscher der hohen Breiten, im Gegensatz zu den Hochgebirgsgletschern Polargletscher genannt, erstrecken sich bis in das Meer hinein, wo ihre Massen von den Wellen zerstückelt, jene Eisberge von oft colossaler Grösse liefern, welche schwimmend in weite Fernen gelangen. Der grosse grönländische Humboldtgletscher (79°20′ n. B.) hat bei seinem Eintritt in das Meer eine Breite von 45 engl. Meilen.

Die Hauptgletscher Asiens sind die des Kaukasus und Himalaja-Gebirges. Die Südspitze Americas besitzt ebenfalls zahlreiche und mächtige Gletscher, die selbst dem tropischen America und Mexico (an den Pics von Orizaba und Ixtaccihuatl) nicht fehlen.

Wassereis.

Dichtes Wassereis.

Eine, wenn vollständig ausgebildet, ganz dichte, wasserhelle, weissliche, in grossen Massen auch grünliche Eismasse von bedeutender Festigkeit und Härte, bald glasartig durchsichtig, bald nur durchscheinend.

Das Wassereis bildet sich durch die Ausscheidung sehr feiner nadelförmiger Eiskrystalle (dem hexagonalen System angehörend) aus dem Wasser der Flüsse, Seen, Teiche und Meere; indem diese Krystallnädelchen so auf das innigste miteinander verwachsen, dass gar keine Zwischenräume zwischen ihnen bleiben, wird eine scheinbar dichte Masse hervorgebracht, deren krystallinische Textur wegen der Kleinheit der Eiskrystalle sich nicht offenbart.

Das Süsswassereis ist ganz durchsichtig wasserklar und erscheint in grössern Massen grünlich gefärbt.

Das Meereseis ist weniger klar und glasartig, mehr weisslich, trüb und oft nur durchscheinend. Die nördlichsten Länder der Polarzone sind mit einem breiten Gürtel von Eisfeldern umgeben, welcher sich im hohen Sommer zum Theil in mächtige Schollen

auflöst, die wie die von den Polargletschern abstammenden Eisblöcke von Wind und Strömung fortbewegt, auf dem Meere umherschwimmen. Die über dem Meeresspiegel befindliche Masse der Eisfelder und Eisschollen schmeckt meistens gar nicht oder doch nur wenig salzig, der Salzgehalt des Meereises nimmt aber nach der Tiefe der Massen zu.

Schwammiges Wassereis (Grundeis).

Eine poröse oder schwammige Eismasse, bestehend aus zahllosen kleinen, nicht allseitig mit einander verwachsenen Eisnadeln, vielfach erdige Theile enthaltend, und dadurch schmutzig gefärbt, Geschiebe, Gerölle und Sand einschliessend.

Auf dem Grunde der Gewässer schiessen an die einzelnen Gerölle und Sandkörner, welche sich als gute Wärmeausstrahler verhalten, Eisnadeln in grosser Menge und ordnungslos an, welche gewissermaassen ein lockeres Cäment bildend, diese Körper mit einander verbinden. Specifisch leichter als das Wasser überwindet alsdann dieses schwammige Eis die Adhäsion an den Boden und steigt empor.

2. Haloidgesteine.

Steinsalz.

(Rock salt, Sal gemme.)

Chlornatrium mit dem Normalbestand: Chlor 60.66 und Natrium 39.34. Härte = 2; spec. Gew. = 2,2—2,3. Im reinen Zustande wasserhell und durchsichtig, durch mancherlei Beimengungen verschieden gefärbt (weisslich, graulich, fleisch- bis ziegelroth, gelb, bläulich, grünlich) und nur durchscheinend. Im Wasser leicht löslich, im kalten ebenso wie im warmen (in 3.7 Theilen Wasser), die Lösung schmeckt rein salzig. Vor dem Löthrohr schmilzt das Steinsalz sehr leicht und rundet sich zu Tropfen ab, die beim Erkalten zu kleinen Würfeln krystallisiren. Färbt die Weingeistflamme hochgelb.

Das in der Natur vorkommende Steinsalz ist nie reines Chlornatrium, sondern enthält immer andere Substanzen chemisch oder mechanisch beigemengt:

Chlormagnesium und Chlorcalcium, die aus der Luft Wasser anziehen und dem Steinsalz die Eigenschaft verleihen, feucht zu werden. Nicol fand im Steinsalz von Cheshire Hohlräume, welche mit einer concentrirten Lösung von Chlormagnesium und etwas

Chlorcalcium angefüllt waren, manchmal auch ein Luftbläschen enthielten (Poggend. Ann. XVIII. 606). Flüssigkeiten mit Luftbläschen erscheinen auch in vielen andern Steinsalzen.

Chlorkalium fand Vogel in geringer Menge im Steinsalz von Berchtesgaden und Hallein, Chlorammonium derselbe in dem von Hall in Tyrol (Gilberts Annal. LXIV. 157). Reich an Chlorkalium ist das vulkanische Salz (das des Vesuv von 1822 enthielt 13,9 pct. davon, das von 1850 gar 53,84 pct.), weil Chlorkalium in der Hitze flüchtiger ist, als Chlornatrium. Schwefelsaures Natron, bisweilen kleine Krystallnadeln bildend. Schwefelsaurer Kalk (im Steinsalz von Stassfurt 1.49 pct., vom Djebel Sahari 0.60 pct.).

Gase enthält das sog. Knistersalz von Wieliczka (Sól trzaskajaça). Wirft man solche Stücke in Wasser, so werden durch die Auflösung die Wände der Hohlräume, welche die Gase einschliessen, dünner, die Gase zersprengen dieselben unter ziemlich bedeutendem Knacken und entweichen an die Wasseroberfläche. Dieses natürliche Steinsalz verknistert auch beim Erhitzen. Dumas (Poggend. Ann. XVIII. 601) fand darin Wasserstoff, vermuthete aber auch noch einen Kohlenstoffgehalt, H. Rose (ebend. 1839. XLVIII. 353) erhielt Wasserstoff, Kohlenoxyd und Kohlenwasserstoff:

Wasserstoff	2.92	oder	Wasserstoff	1.17
Kohlenoxyd	0.25		Kohlenoxyd	0.84
Oelbildendes Gas	1.75		Sumpfgas	2.91
	4.92			4.92

Kupfergrün oder Kupferchlorid färben das Steinsalz grün oder blau. Eisenoxyd, durch dessen Beimengung die sehr häufigen rothen Varietäten entstehen. Bituminöse Substanzen färben das Steinsalz grau oder bläulich; beim Erhitzen verflüchtigen sie sich und das Steinsalz wird weiss, wie das prachtvoll berliner blaue von Hallstadt in Tyrol, welches wolkenartig das weisse durchzieht. Ausgezeichnet ist das blaue Steinsalz von Kalusz in Galizien. Auch in dem Anhalt'schen Steinsalzlager von Stassfurt fanden sich durchsichtige blaue Steinsalze, deren Farbe nach F. Bischof beim starken Glühen schwindet, und wahrscheinlich nur von einem Gehalt an Kohlenwasserstoff herrührt. Die Auflösung dieses blauen Salzes nimmt nicht die blaue Farbe an, und bei ruhiger Wiedereindampfung dieser Lösung findet sich die blaue Färbung auch nicht wieder.

Thon ist ebenfalls sehr häufig dem Steinsalz beigemengt, ent-

weder in feinen Theilchen, die beim Auflösen des dadurch grau gefärbten Gesteins zurückbleiben, oder in grössern, nuss- bis faustdicken Parthieen (Thonsalz); häufig auch findet sich ein Gemeng von Thon und Salz zu mehr oder weniger gleichen Theilen (Salzthon), in welchem oft der Thon das Uebergewicht erlangt. Trümer von faserigem Steinsalz ziehen sich dann manchmal durch das mürbe Gestein. Mergel und Gyps verhalten sich in gleicher Weise. In den nördlichen Alpen Oesterreichs nennt man ein Gemeng von Thon, Gyps und Steinsalz Haselgebirge.

Marcel de Serres und Joly fanden im Steinsalz von Cardona in Catalonien Infusorien, Monaden und Bacillarien, von denen auch die rothe Farbe herrühren soll (Poggend. Ann. LI. 525). Diese Infusorien sind bei ihrer Geburt weiss, werden im mittlern Alter grün und im hohen Alter roth; auch in den unterliegenden Mergeln treten dieselben Infusorien auf (vgl. auch Comptes rendus X. 322. 477). Perty hat später diese Resultate bezweifelt (Mitth. d. naturf. Ges. in Bern 1862. 113). Schafhäutl wies im Steinsalz der Alpen Infusorienreste nach. Nach Rendschmidt (N. Jahrb. f. Min. 1839. 630) und Philippi enthält das Steinsalz von Wieliczka Polythalamien, Muscheln, Schnecken, Korallen und Crustaceen (N. Jahrb. f. Min. 1843. 569). Reuss entdeckte in dem Salzthon von Wieliczka über 150 Species von Polythalamien (Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. W. 1848. II. 173). Zu Wieliczka finden sich auch oft verkohlte Pflanzenstücke (Göppert und Unger, N. Jahrb. f. Min. 1853. 382); das daran reiche Steinsalz heisst Salzkohle (Wagh-Solin); im Steinsalz von Bochnia in Galizien trifft man Braunkohlenstücke, Nüsse, Coniferenzapfen, Zähne von Carcharodon megalodon (Hauch im Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. II. 33. 37). Auch der mächtige Salzstock von Ilezkaja in der Kirgisensteppe umschliesst bituminöses Holz.

Nach der verschiedenen Aggregationsweise pflegt man zu unterscheiden:

Blätteriges Steinsalz, zusammengesetzt aus grosskörnigen oder dickstengeligen Individuen, mit grossen glänzenden Würfelspaltungsflächen; findet sich nicht in grossen Massen, sondern nur stellenweise in den andern Abänderungen; bei Berchtesgaden, Dürrenberg bei Hallein, Friedrichshall, Wieliczka.

Körniges Steinsalz, feinkörnig bis grobkörnig, die meisten Ablagerungen bildend; manchmal wechselt die Farbe oder

die Grösse des Korns in bestimmten Lagen deutlich mit einander ab, wodurch das Steinsalz eine Tendenz zur Paralleltextur erhält; bisweilen kommt eine porphyrähnliche Textur vor, indem gröbere Körner in eine mikrokrystallinische Steinsalzmasse eingesprengt sind.

F a s e r i g e s S t e i n s a l z setzt meist nur dünne Lagen und Adern in anderm Steinsalz, in Thon und Gyps zusammen; die gröbern oder feinern Fasern stehen senkrecht auf den Seitenflächen der plattenförmigen Massen; solche dünne Lagen wechseln häufig mit Salzthon ab. Das dünnstengelige Steinsalz, welches sich in Trümern zu Bochnia und Wieliczka in Galizien findet, heisst Szpak oder Salzspath (Zeuschner, N. Jahrb. f. Min. 1844. 517).

Das Steinsalz bildet oft im reinen Zustand selbständige mächtige Stöcke und Lager; der leichten Auflöslichkeit wegen gehen dieselben selten zu Tage aus, sondern werden meistens erst durch den Bergbau aufgeschlossen; sehr häufig dagegen wechsellagert es mit Thon, Gyps, Anhydrit, Mergel, Dolomit, zumal mit den beiden erstern Gesteinen, welche fast immer seine getreuen Begleiter bilden und deren Massen manchmal ganz von Salz durchdrungen sind. Vielfach geben nur hervorbrechende Soolquellen von dem Vorhandensein von Steinsalzlagern in der Tiefe Kunde. So entspringen aus dem Glimmerschiefergebirge die Salzquellen von Guayeval in Neugranada, aus dem Syenit die von Rio grande und Guaca, aus dem Porphyr die von Kreuznach und Münster am Stein im Nahethal.

In allen geologischen Formationen haben Steinsalzablagerungen Statt gefunden, darunter die mächtigsten wohl in der Zechstein- und Triasformation. Die wichtigsten Steinsalzvorkommnisse sind, nach ihrem relativen Alter zusammengestellt:

Im Silurisch-devonischen Gebirge. Im Bereich dieser Formationen sind meist nur Salzquellen, keine wirklichen Ablagerungen von Steinsalz bekannt, so dass jene Soolen auch möglicherweise in noch ältern Bildungen ihren Ursprung besitzen können. Bei Abingdon in Virginien hat man indessen im Jahre 1840 unter hierhergehörigen Gyps- und Mergelschichten ein Steinsalzlager erbohrt, welches mit 186 Fuss Mächtigkeit noch nicht durchsunken war. Nach Featherstonhaugh erbohrte man in Pennsylvanien, Ohio und Virginien in einer Tiefe von 700—900 Fuss unter Kalkstein und Sandstein thonigen Mergel mit Steinsalzkörnern. In den zum Staat New-York gehörigen Grafschaften Madison, Oneida, Ontario, Onondaga, Seneca

sprudeln zahlreiche starke Soolquellen aus den Silurschichten hervor, die auch hier Mergel, Gypslager und Pseudomorphosen nach Steinsalz (die bekannten hoppers, S. 126) umschliessen. Bei Keswick in Cumberland, in Cornwall, bei Werdohl an der Lenne in Westphalen entspringen ebenfalls Salzquellen aus sog. Uebergangsschichten; dasselbe ist bei Staraja-Russa im Gouv. Nowgorod, in Lithauen und Samogitien der Fall.

Im Steinkohlengebirge kennt man bis jetzt fast ausschliesslich nur Salzquellen, welche vielleicht aus tiefern Bildungen hervordringen, obschon es nicht unwahrscheinlich ist, dass auch viele davon aus dem Steinkohlengebirge eigenthümlichen Steinsalzlagern ihren Ursprung nehmen. Aus dem englischen Steinkohlengebirge brechen zahlreiche Soolen hervor: im Kohlendistrict von Durham (z. B. in der Jarrow- und Birtley-Grube), von Bristol (Kingswood), von Leicestershire (Ashby de la Zouch); bei Zwickau in Sachsen und Löbejün unweit Halle findet dasselbe statt. Ungemein reich an Salzquellen sind die unermesslichen Steinkohlengebirge Nordamericas und im Kohlenkalk Virginiens bei New-River lagert wirklich nach Rogers ein mächtige Gypsmasse mit Steinsalz (Edinb. new. phil. journ. 1857. 360). Naumann macht darauf aufmerksam, dass diese Formation an vielen Stellen Gypse, Thone und rothe Mergel führt, Gesteine also, mit denen anderswo wirkliche Steinsalzlager verknüpft sind.

Die Dyasformation ist sehr reich an Soolen und Steinsalzstöcken. In der thüringischen Zechsteinbildung erbohrte man 1837 bei Artern unter einer mächtigen Gypsmasse in 986 Fuss Tiefe das feste Steinsalz; die vielen thüringischen Salzquellen (Halle, Dürrenberg, Kötschau u. s. w.) haben mit grösster Wahrscheinlichkeit in solchen Ablagerungen ihren Ursprung; desgleichen die bei Soden in der Gegend von Aschaffenburg unter dem Buntsandstein hervorquellende Soole. In der Kirgisensteppe zwischen dem Ural und seinem Nebenflusse Ilek ragt bei der Festung Ilezkaja Saschtschita aus den permischen Mergeln und Gypsen ein colossaler blendendweisser Steinsalzstock gletscherähnlich hervor, wovon steinbruchsartig jährlich 700,000 Pud gewonnen werden (vgl. Ermans Archiv VII. 563. N. Jahrb. f. Min. 1850. 76; G. Rose, Reise n. d. Ural II. 204). Auch bei Solikamsk, Ussolie, Balachna und Totma im Gouv. Perm und bei Mertvisol in der Kirgisensteppe kennt man Salzquellen und -Lager (bei Ussolie 49 Fuss mächtig).

Im bunten Sandstein und zwar in der obern Abtheilung sind bei Schöningen im Herzogthum Braunschweig, bei Liebenhall (unweit Salzgitter) und Sülbeck in Hannover und bei Elmen in der Nähe von Schönebeck in pr. Sachsen Steinsalzlager bekannt. Die berühmte Steinsalzlagerstätte von Stassfurt bei Magdeburg gehört auch dem bunten Sandstein an; nach F. Bischofs Beschreibung (Die Steinsalzwerke zu Stassfurt, Halle 1864) ist das Salzlager nach den bisherigen Aufschlüssen 1035 Fuss mächtig und kann nach seiner chemischen Zusammensetzung in vier Abtheilungen gebracht werden. Die liegendste besteht aus einer etwa 800 Fuss mächtigen Lage reinen Steinsalzes, in Schichten von 1—6 Zoll Mächtigkeit scharf getheilt und zwar durch Anhydritstreifen, welche höchstens ¼ Zoll dick sind; hierauf ruht eine 113 Fuss mächtige Schicht unreinen Steinsalzes, welches schon im Wasser leichter lösliche Substanzen in sich aufgenommen hat, ohne den specifischen Character des Steinsalzes verloren zu haben; die Trennungen der Salzschichten bestehen hier nicht mehr aus Anhydrit, sondern aus Polyhalit. Dann folgt eine 120 Fuss mächtige Schicht, in welcher neben Steinsalz schwefelsaure Verbindungen vorwalten und die obere Lage von 80 F. wird durch ein buntes Gemisch von Steinsalzen, Bittersalzen und zerfliesslichen Kalisalzen gebildet. Die Grenze dieser vier Hauptabtheilungen ist indessen keineswegs genau zu bezeichnen, vielmehr findet der Uebergang von einer zur andern Abtheilung nur mit allmählicher Veränderung der chemischen Constitution statt.

Die mächtigen alpinen Steinsalzgebirge Oberösterreichs, Salzburgs und Tyrols gehören der untern alpinen Trias, den Werfener Schichten an, welche dem bunten Sandstein äquivalent sind (vgl. Lipold, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. V. 603).

Im Muschelkalk ist das Steinsalz überaus verbreitet, Lager und Stöcke von 20 bis 100 Fuss Mächtigkeit bildend, als Nester im Salzthon, und seinem treuen Begleiter, dem Anhydrit, vertheilt, und beide Gesteine in Trümern und Adern durchziehend. Hauptsächlich ist die Zwischenbildung zwischen dem untern und obern Muschelkalk, die sog. Anhydritgruppe, steinsalzreich. Die mächtigen Lager und massiven, unregelmässig gestalteten Stöcke liegen gewöhnlich im Anhydrit und Salzthon, welche von Dolomiten und Mergeln umschlossen werden. Dieser Formation gehören die bedeutenden Salzniederlagen am obern Neckar und am Kocher an: Sulz

am Neckar, Wilhelmsglück bei Hall am Kocher (24 Fuss mächtig), Rottenmünster, Schwenningen, ebenfalls in Würtemberg, Dürrheim und Rappenau in Baden, Haigerloch in Hohenzollern. Auch in Thüringen (Buffleben in Gotha, Stotternheim in Weimar) ist dieselbe steinsalzführend.

Aus dem Keuper sind nur in England und Frankreich Steinsalzeinlagerungen bekannt. In der untern Etage dieser Formation finden sich bei Northwich in Cheshire zwei Steinsalzlager, jedes an hundert Fuss mächtig (Ormerod in Qu. journ. of the geol. soc. 1848. IV. 277), bei Lawton in Cheshire drei und bei Stoke-Prior unfern Droitwich in Worcestershire fünf Steinsalzlager. Dieses Hauptsalzgebiet Englands erstreckt sich über ungefähr 10 g. Q. Meilen. Bei Vic und Dieuze im Seillethal in Lothringen sind in ganz dieselbe Etage ebenfalls mächtige Steinsalzvorkommnisse eingelagert. Bei Vic ist ein Lager 43 Fuss mächtig, bei Petoncourt kennt man sieben Lager, der Stephansschacht bei Dieuze durchsinkt 13 Steinsalzlager zusammen von 155 Fuss Mächtigkeit. Im Juradépartement bei Lons-le-Saulnier und Salins erscheint Salz in derselben Etage. Im Canton Waadt lagert in dem Triasanhydrit die bekannte mächtige Steinsalzmasse von Bex; gröbere und feinere Bruchstücke von Anhydrit und Kieselkalk sind dort durch reines und wasserhelles Steinsalz zu einer festen Masse cämentirt, welche ein gangähnliches Vorkommen im Anhydrit bildet.

In der Lias- und Juraformation sind keine Steinsalzlager bekannt; auch in der Kreide kennt man mit Sicherheit nur spärliche Vorkommnisse. So finden sich nach Crouzet mit dem Kreidegyps des Adourbassins in Südwest-Frankreich Steinsalzlager. Grössere Verbreitung gewinnen dieselben im Hippuritenkalkstein Algiers, wo südlich von Medeah der Salzberg Djebel-Sahari, nördlich von Biskra der horizontal geschichtete Steinsalzlager umschliessende Gypsberg Djebel-Melah aufragt (nach Renou und Fournel).

Die Tertiärformation dagegen ist wieder sehr reich an Steinsalz. Der Nummulitenbildung gehört der berühmte colossale Steinsalzfelsen von Cardona in Catalonien an, dessen schon Plinius (XXXI. 39) gedenkt. Der steilansteigende gletscherähnliche Berg des reinsten Salzes ist 550 Fuss hoch und bedeckt einen Raum von fast 140,000 Quadratruthen. Die Steinsalzlager Siciliens, Kleinasiens und Armeniens (z. B. die colossalen Stöcke von Kulpi und Nachitschewan)

sind wahrscheinlich zu derselben Bildung zu rechnen. Tertiär sind sämmtlich jene gewaltigen mit Salzthon, Gyps und Mergel vergesellschafteten Steinsalzablagerungen zu beiden Seiten der Karpathen in Ungarn (zumal zu Soovar bei Eperies, bei Rhonaszek und Sygatag im Marmaroscher Comitat), Siebenbürgen, Galizien. Weltbekannt ist das Steinsalzlager von Wieliczka in der Nähe von Krakau, welches stellenweise 1200 Fuss mächtig ist und der Miocänbildung (wahrscheinlich der obern Abtheilung) angehört, wie dies zuerst von Murchison, Verneuil und Keyserling ausgesprochen wurde (The Geology of Russia 291; vgl. noch Zeuschner, N. Jahrb. f. Min. 1844. 513; Reuss, Naturw. Abhandl. herausg. v. Haidinger III. 1850. 44). Bei Stebnik in Ostgalizien hat man das Steinsalz in einer 400 Fuss übersteigenden Mächtigkeit durchbohrt; bei Beretz und Parayd in Siebenbürgen sind weite Flussthäler im Steinsalz ausgewaschen. In weiter und reicher Verbreitung auch in der Moldau und Wallachei. Gleichfalls in dem grossen Tertiärbecken südlich von Aranjuez und Valtierra bei Tudela in Spanien.

Das Steinsalz findet sich auch in der Form von sog. Steppensalz und Wüstensalz als eine mehr oder minder mächtige rindenartige Ablagerung auf der Oberfläche oft in sehr weiter Ausdehnung: So in der Kirgisensteppe, in der Umgegend des kaspischen Meeres, zu beiden Seiten des Atlasgebirges, in der Sahara, den Wüsten Arabiens und Mittelasiens. An Steppensalz-Ablagerungen ist auch Südamerika reich.

Aus den Salzseen ohne Abfluss scheidet sich das Seesalz durch die Verdunstung des Wassers an den Ufern oder auf dem Boden ab, wie am todten Meer, am Aral- und Eltonsee im südlichen Russland. In der Gegend von Neu-Sibirien fand Ferdinand von Wrangel auf dem Polareis mehrere Zoll dicke Krusten eines grobkörnigen Meersalzes (Rassòl genannt), welches sich aus dem gefrierenden Meerwasser ausgeschieden hatte (Reise längs der Nordküste von Sibirien und auf dem Eismeer, II. 256).

Verleitet durch die eigenthümlichen stockförmigen Lagerungsverhältnisse des Steinsalzes und durch den Umstand, dass sich Kochsalz als Sublimationsproduct in Vulkanen findet, haben ältere Geologen die Ansicht aufgestellt, dass dasselbe in eruptiver, gar in pyrogener Weise gebildet sei. Charpentier glaubte, dass das Steinsalzvorkommen zu Bex, welches Anhydrit- und Kieselkalkstücke

zusammenkittend, eine 30—40 Fuss mächtige Spalte im Anhydrit ausfüllt, sich nur durch die Annahme einer Sublimation von Natrium und Chlor erklären lasse (Poggend. Ann. III. 75). Nach Karsten ist das Steinsalz, wie jedes andere plutonische Gestein, in stockförmigen Massen durch die schon abgelagerten Bildungen emporgetrieben worden; es muss »die Schichten aufgerichtet und zerrissen haben, um sich den Weg bis zur Erdoberfläche zu bahnen« (Karstens und v. Dechens Archiv 1848. 551). Zeuschner hielt das stockförmig und gangähnlich in den Salzburger Alpen auftretende Steinsalz für eine eruptive Bildung, und die begleitenden Mergelthone, Salzthone und Gypse für Schlammausbrüche, während er das Steinsalz am Nordabhange der Karpathen für einen Niederschlag aus dem Meere erklärte (Haidingers naturwissenschaftliche Abhandlungen III. 171. Jahrb. d. geol. R.anst. I, 1850. 241). Neuerdings noch, im Jahre 1856, unterschied Abich primäres Steinsalz, welches im reinen Zustand dem Erdinnern entstieg, und secundäres Steinsalz, welches sich nach der Auflösung des primären an andern Stellen wiederum absetzte und durch schwefelsaure Salze verunreinigt ist (Comptes rendus 1856. XLIII. 228). v. Alberti trug in seiner halurgischen Geologie (Band II. 264) die Ansicht vor, dass das Steinsalz, sowie der Gyps ursprünglich aus dem Wasser in innern Höhlungen zwischen dem Erdkerne und der Erdrinde gebildet und in Form von mächtigen Stöcken emporgehoben worden sein soll; der Zustand dieser Masse sei der eines Breies gewesen.

Gegen diese Anschauungsweisen erheben mancherlei Thatsachen lauten Einspruch. G. Bischof machte darauf aufmerksam, dass bei der vorausgesetzten Sublimation des Steinsalzes zu Bex sich dort die Erscheinungen zeigen müssten, welche in den Oefen, in denen mittelst Kochsalz das Steingut glasirt wird, vor sich gehen. Bei der ungeheuern Hitze, die zur Verflüchtigung des Salzes erforderlich gewesen wäre, hätten sich die angrenzenden Seitenwände und die Bruchstücke verglasen und ausserdem an höhern Stellen Salzsäure und Chloreisen verflüchtigen müssen. Dasjenige Salz, welches sich wirklich im Innern der vulkanischen Kraterspalten bildet, hat dagegen mit seinem bedeutenden Gehalt an Chlorkalium, welcher bis zur Hälfte des ganzen Chlorides steigen kann, eine gänzlich andere Zusammensetzung, als das innerhalb der sedimentären Formationen vorkommende; das gewöhnliche Steinsalz kann daher nicht

wohl als Sublimat betrachtet werden. Die Flüssigkeiten und manchfaltigen organischen Ueberreste, welche das Steinsalz einschliesst, widerstreiten ebensosehr einer Bildung desselben auf pyrogenem Wege oder als Sublimat, wie sie seiner Entstehung auf wässerigem Wege das Wort reden. Murchison fand Myriaden von kleinen Infusorien lebend in einem natürlichen Salzpfuhl.

Heinrich Rose folgerte aus dem Umstande, dass das natürliche Steinsalz beim Erhitzen nicht decrepitirt, während das künstlich aus einer Lösung gebildete, in kleinen Höhlungen Mutterlauge einschliessende Kochsalz stark verknistert, dass das Steinsalz sich nicht auf nassem Wege gebildet haben könne (Poggend. Ann. XLVIII. 1839. 354). Es findet dieser Unterschied vielleicht darin seine Erklärung, dass die Bildung des Steinsalzes ungemein viel langsamer von Statten ging, als es bei den künstlich erzeugten Kochsalzkrystallen der Fall ist und dasselbe daher verhältnissmässig weniger Mutterlauge in sich aufnahm: denn je rascher ein krystallinisches Salz sich bildet, desto mehr Mutterlauge schliesst es ein.

Die Ansicht, dass die Stöcke und Lager von Steinsalz, welche sämmtlich von sedimentären Formationen beherbergt werden, sich auf nassem Wege gebildet haben, dürfte in jetziger Zeit auf keinen Widerstand mehr stossen. Im Jahre 1844 sprach sich Schafhäutl in seiner Abhandlung über den Salzthon dafür aus (Münchener gelehrte Anzeigen 825—835 und N. Jahrb. f. Min. 1844. 62 f.). In ausführlicher Weise geht G. Bischof in der ersten und zweiten Auflage seiner chemischen und physikalischen Geologie auf die Steinsalzgenese ein und wir nehmen für das folgende seine Betrachtungen zum Anhaltspunkt. »Keiner unter den im Meerwasser gelösten und darin schwebenden Bestandtheilen kommt in so grosser Menge als das Kochsalz vor: an Material zur Bildung von Steinsalz aus dem Meere fehlte es daher weder in frühern noch in gegenwärtigen Zeiten. Wer nicht daran zweifelt, dass die mächtigen Kalklager im Wechsel mit andern sedimentären Gesteinen Bildungen aus dem im Meerwasser aufgelösten kohlensauren Kalk sind, obwohl dessen Menge nur ungefähr 0,0001 beträgt, der kann nicht anstehen, dem Steinsalz, dessen Menge 250 mal so viel beträgt und das eingelagert in sedimentären Gesteinen ist, denselben Ursprung zuzuschreiben.« Niemals wurden in einem Steinsalz andere Bestandtheile aufgefunden, als sie das Meerwasser enthält; von chemischer Seite kann

man daher die Bildung des Steinsalzes aus Meerwasser nicht anfechten.

Im Weltmeere concentrirt sich durch Verdunstung des Wassers der Salzgehalt an der Oberfläche; während aber in ruhig stehenden Wassersäulen, z. B. Bohrlöchern, die stärkere Lösung zu Boden sinkt und sich eine Zunahme des Salzgehalts von der Oberfläche nach unten zu erkennen lässt, mischt sich in Folge der grossen Meeresströmungen hier dieses salzreichere Wasser beständig mit dem salzärmern und kann sich daher nicht local anhäufen, um so weniger, als die einmündenden Flüsse das verdunstete Wasser wieder ersetzen. Eine Zunahme des Salzgehalts mit der Tiefe kann daher nur in eingeschlossenen Meeren oder wenigstens in solchen vor sich gehen, welche nur durch enge Canäle mit dem Weltmeer in Verbindung stehen. Während sich in der Jetztzeit auf dem Boden des mittelländischen Meeres kein Steinsalz absetzt, würde, wenn durch ein Ereigniss der Zusammenhang dieses Meeres mit dem atlantischen aufgehoben werden sollte und die Verdunstung die Oberhand über das einströmende Flusswasser gewänne, das mittelländische Meer zu einer gesättigten Auflösung und die Steinsalzbildung unausbleiblich werden. Wenn eine Meeresbucht durch Sandbänke vom Ocean so abgetrennt wird, dass nur eine beschränkte Communication übrig bleibt, so werden durch die Verdunstung des eingeschlossenen Meerwassers Salzabsätze entstehen, wozu dann auch noch die mechanischen Absätze der etwa durch die Flüsse eingeführten schwebenden Theilchen kommen. Steigt zur Zeit der Fluth das Meerwasser über die Sandbank, so wird das in der Bucht verdunstende Wasser immer wieder ersetzt und die Salzabsätze dauren fort, bis die ganze Bucht durch sie und durch mechanische Sedimente ausgefüllt ist. Solche sehr ausgedehnte Salzlager würden z. B. entstehen, wenn das rothe Meer oder der persische Meerbusen in der angedeuteten Weise gegen den Ocean abgedämmt würde und die Süsswasserzuflüsse weniger als die Verdunstung betrügen. Könnte man nachweisen, dass sich das Steinsalz stets in Becken fände, welche durch die Ränder älterer Gebirge begrenzt werden, so dürfte man in diesen Becken ehemalige grosse Meerbusen erblicken, in denen auf solche Weise bedeutende Mengen Meerwassers eingeschlossen waren, dessen Salze in Folge allmählicher Verdunstung ausgeschieden wurden.

Sehr lehrreich ist das Bild, welches G. Bischof von den Vorgängen im todten Meer entwirft. Das Kochsalz, welches sich auf dem Grunde desselben abgesetzt hat und noch absetzt, scheidet sich gleichzeitig mit dem in seinen Zuflüssen aufgelösten kohlensauren Kalk aus. Im Frühling, wenn die Zuflüsse durch Kalk- und Thontheilchen getrübt sind, entstehen blos mechanische Absätze; denn in dieser Zeit, wo durch Zuführung bedeutender Flusswassermassen die Salzlösung verdünnt wird, schlägt sich kein Kochsalz nieder. In der warmen Jahreszeit folgen dann die chemischen Niederschläge von Kochsalz und kohlensaurem Kalk. Wenn sich durch anhaltenden Regen in dieser Jahreszeit die Zuflüsse trüben, so entstehen an Kochsalz weniger reiche Sedimente. Auf diese Weise bildet sich ein beständiger Wechsel von verschiedenen unregelmässig dicken Schichten aus, die das getreue Abbild z. B. des mächtigen Salzstocks zu Hall in Tyrol darstellen, der ebenfalls aus regellos abwechselnden und gemengten Niederschlägen besteht. Da das Wasser des todten Meeres viel Chlormagnesium enthält, in welchem der schwefelsaure Kalk höchst schwerlöslich ist, so kommt nebenbei auch der zugeführte Gyps zum Absatze.

Wenn das Meerwasser durch Verdunstung concentrirt wird, so muss, da es dem Sättigungszustand durch schwefelsauren Kalk viel näher ist als dem durch Chlornatrium, der Absatz jenes Salzes viel früher als der dieses Salzes erfolgen, unter solchen Verhältnissen also das Liegende der reinen Steinsalzlager stets Gyps sein.

Vgl. G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. (2. Aufl.) II. 11 ff. Lyell, Geologie, Berlin 1858. II. 95.

Bei der bedeutenden Salzlagerstätte von Stassfurt bei Magdeburg, von welcher wir durch F. Bischof eine gediegene Beschreibung besitzen, ist es namentlich die im Grossen und Ganzen regelmässige Aufeinanderfolge verschiedener Salze nach ihrer Löslichkeit, die nach chemischen Gesetzen geordnete Gruppirung der einzelnen Stoffe, welche auf die genetischen Verhältnisse ein helles Licht wirft, indem sie Vergleiche mit dem Verlauf des Verdunstungsprocesses in heutigen Salzseen und des Siedeprocesses in Salinen gestattet. Das eigentliche Steinsalzflötz, welches das Tiefste des Lagers ausmacht (vgl. S. 183), wird nur von dünnen Anhydritschnüren durchzogen; darunter findet sich als Liegendes höchst wahrscheinlich schwefelsaurer Kalk; beide sind, nach der schwerern Löslichkeit geordnet,

die ersten Absätze in einem an verschiedenen Salzen reichen Salzsee; durch die sich wiederholenden Anhydritschnüre sind die Wirkungen des Jahres gekennzeichnet. Nachdem die Hauptmasse des Kochsalzes abgesetzt war, gewannen die darüber stehenden Lösungen schon mehr den Character unserer heutigen Mutterlauge und es schieden sich neben dem noch vorhandenen Kochsalz und schwefelsauren Kalk auch leichter lösliche Salze aus: wir finden daher über dem reinen Steinsalz ein mit Bittersalzen und Chlormagnesium verunreinigtes Steinsalz und die Trennungen zwischen den einzelnen Salzschichten bestehen nicht mehr, wie in der untersten Region aus Anhydrit, sondern aus Polyhalit (einer Verbindung von schwefelsaurem Kalk, schwefelsaurer Magnesia und schwefelsaurem Kali). Neben dem Rest des Kochsalzes waren nun die schwefelsauren Verbindungen die schwerlöslichern Salze; sie schieden sich als Bittersalze (Kieserit), vermengt mit Steinsalz, aus, und schliesslich herrschten in den letzten Rückständen der Mutterlauge die zerfliesslichen Chlorüre des Kalium und Magnesium, mit deren endlicher Ausscheidung der Process beendet wurde.

Vgl. F. Bischof, die Steinsalzwerke zu Stassfurt. Halle 1864.

Von löslichen Salzen erscheinen noch in Stassfurt:

Kieserit (87.1 schwefelsaure Magnesia und 12.1 Wasser $= Mg\dddot{S} + \dot{H}$) über dem unreinen Steinsalz zoll- bis fussmächtige Bänke bildend, in unregelmässigen Abständen mit Steinsalzbänken wechsellagernd oder mit dem Steinsalz selbst verwachsen; spec. Gew. = 2.517, amorph, weisslichgrau, durchscheinend und an der Luft trübe werdend, weil er Bestreben hat, sich in Bittersalz umzusetzen. Nesterweise enthält der Kieserit als Seltenheit *Sylvin*, reines Chlorkalium.

Carnallit (26.76 Chlorkalium, 34.50 Chlormagnesium, 38.74 Wasser $= KCl + 2 MgCl + 12\dot{H}$) im reinen Zustand ungefärbt, wasserklar, krystallinisch, in grosskörnigen Aggregaten mit muscheligem Bruch und dem spec. Gew. 1.618; gewöhnlich durch mikroskopische Schuppen von Eisenglimmer, die sich durch Wasser leicht auswaschen lassen, roth gefärbt und avanturinähnlich aussehend.

Tachhydrit, von Rammelsberg so benannt, weil er sofort in Berührung mit der Luft Feuchtigkeit anzieht und zerfliesst, ein Carnallit, in welchem das Kalium durch Calcium ersetzt wird, im frischen Zustande durchscheinend, von wachs- bis honiggelber Farbe,

bildet in den obersten Schichten dünne, nur wenige Zoll starke, mit Carnallit und Kieserit verwachsene Lagen (Poggend. Ann. XCVIII. 261).

Ueber den Stassfurtit s. unten.

Flussspath.

Flussspath bildet als sog. dichter Flussspath oder Flussstein Massen von beträchtlicher Ausdehnung; grünlichweiss oder grünlichgrau, auch röthlich, bisweilen gefleckt oder geflammt. Härte = 4, spec. Gew. = 3.1—3.2. Im reinen Zustande Fluorcalcium mit der Normalzusammensetzung: 48.72 Fluor, 51.28 Calcium.

Bei Rottleberode und Strassberg unfern Stollberg auf dem Harz, wo jährlich über 50,000 Centner als Zuschlag für die Mansfelder Kupferhütten gewonnen werden. Von der Nordwestseite des Thüringer Thales, worin der Farrenbach herabfliesst, am Bommelhank bis zu dem Ellmergehäge bei Steinbach über den Flossberg hinweg bilden nach Krug von Nidda grüner Flussspath mit etwas Quarz und Brauneisenstein beinahe die einzige, wohl bis zu 20 Lachter mächtige Ausfüllung eines Ganges. Der Flussspath ragt am Abhange des Berges in häuserhohen Felsen und Kämmen aus dem Gneiss hervor (Karstens und v. Dechens Archiv XI. 1839. 66). Descloizeaux berichtete über ein Flussspathvorkommen zwischen Gabas und den spanischen Bädern von Panticosa in den Pyrenäen (Bull. de la soc. géol. (2) XIX. 1862. 416).

Kryolith (Cryolite).

Dieses Mineral bildet selbständige Massen von so bedeutender Ausdehnung, dass man es den Gesteinen zuzuzählen pflegt. Es ist schneeweiss, graulich- und gelblichweiss bis schwarz, halbdurchsichtig bis durchscheinend, in den weissen Stücken mit einem an Eis erinnernden feuchten Glasglanz, schmilzt schon an der Lichtflamme. Reine Stücke zeigen ähnlich wie beim Anhydrit drei rechtwinkelige Spaltungsrichtungen. Härte = 2.5—3, spec. Gew. = 2.95.

In chemischer Hinsicht ist der Kryolith eine Verbindung von 1 At. Fluoraluminium und 3 At. Fluornatrium = $Al^2Fl^3 + 3\,NaFl$ mit der Normalzusammensetzung: Fluor 54.19; Aluminium 13.00; Natrium 32.81.

Der Fundort des Kryolith, von dem zu Ende des vorigen Jahrhunderts ein dänischer Grönlandsfahrer zum ersten Male ein

grosses Stück nach Kopenhagen brachte, welches 1795 Schumacher beschrieb, ward von Giesecke zuerst wieder entdeckt. Das Gestein bildet ein bis 80 Fuss mächtiges und 300 Fuss langes Lager im Gneiss zu Evigtok an der Südseite des Arksutfjord in Grönland, ungefähr 30 Meilen von der Colonie Julianshaab entfernt, hart an der Meeresküste. Der weisse Kryolith findet sich nach Tayler nur in den obersten Theilen des Lagers, welches nach unten zu aus allmählich sich verdunkelndem, zuletzt aus ganz schwarzem Kryolith besteht. In der Nähe des Lagers nimmt der Gneiss eine granitähnliche Beschaffenheit an und führt Columbit, Zinnstein, Zinkblende, Eisenkies, Kupferkies, Bleiglanz, welche Metalle auch an den Grenzen das Lager imprägniren. In Hohlräumen des Kryolith findet sich Pachnolith.

Jameson, on Cryolite, Mem. of the Werner. soc. I. 465.
Tayler in Qu. journ. of the geol. soc. 1856. XII. 140.
Heintz, Zeitschr. f. d ges. Naturwissensch. 1861. XVIII. 133.

Kalkstein.

(Limestone, calcaire.)

Der Kalkstein ist ein körniges, scheinbar dichtes, oolithisches oder erdiges Aggregat von Kalkspath. Mit Ausnahme der Kreide sind alle Kalksteine krystallinische Bildungen, der grösste Theil derselben zwar ist kryptokrystallinisch zusammengesetzt. Die Verschiedenheiten der Textur und die manchfachen Beimengungen rufen eine grosse Anzahl von Abarten hervor.

Der vollständig reine Kalkstein ist kohlensaurer Kalk von der Zusammensetzung: Kalk 56.00; Kohlensäure 44.00. In der Regel mit geringen Beimengungen von kohlensaurer Magnesia, kohlensaurem Eisenoxydul oder Manganoxydul, oft auch verunreinigt durch Kieselsäure, welche die Härte erhöht, durch Thonerde, durch Eisenoxyd, welches ockergelbe bis braunrothe Färbung verursacht, durch kohlige oder bituminöse Substanzen, wodurch ebenfalls dunklere Färbung hervorgerufen wird, und welche bewirken, dass der Kalkstein beim Schlagen mit dem Hammer oder Reiben einen unangenehmen Geruch entwickelt.

Analysen von Kalksteinen verschiedener Formationen:

Untersilurischer Kalk von Llandeilo: kohlensaur. Kalk 79.97; kohlens. Magnesia 0.52; Eisenoxyd und Thonerde 0.82; Phosphorsäure 0.56; organische Substanz 0.56; unlösl. Rückstand 17.85. (D. Forbes.)

Obersilurischer Wenlockkalk von Dudley: kohlens. Kalk 90.09; kohlens. Magnesia 1.26; Eisenoxyd und Thonerde 2.30; Phosphorsäure 0.46; organ. Substanz und Wasser 0.76; unlösl. Rückstand 5.13. (D. Forbes.)

Devonischer Stringocephalus-Kalk von Weinbach in Nassau: kohlens. Kalk 94.96; kohlens. Magnesia 3.99; Eisen, Mangan und Thonerde 0.46; Thon 0.47; Wasser und Verlust 0.12. (Fr. Sandberger.)

Zechsteinkalk aus dem Orlathal in Thüringen: kohlens. Kalk 90.09; kohlens. Magnesia 1.26; Eisenoxyd und Thonerde 2.30; Phosphorsäure 0.46; unlöslich 5.13; Wasser und organ. Substanz 0.76. (Liebe.)

Kalkstein des Hauptmuschelkalks von Hasmersheim in Baden: kohlens. Kalk 95.3; kohlens. Magnesia 1.2; Thonerde und Eisenoxyd 2.6; Kieselsäure 0.5; Wasser 0.4. (C. Koch.)

Wellenkalk von Langenfelde bei Worbis: kohlens. Kalk 90.59; kohlens. Magnesia 0.68; kiesels. Thonerde 6.16; Thonerde 1.47; Eisenoxyd 1.10; Wasser 0.71. (Bornemann.)

Oberer Muschelkalk (Ceratitenkalk): kohlens. Kalk 88.62; kohlens. Magnesia 2.09; Thonerde 0.82; Eisenoxyd 0.37; Kali 0.56; Natron 0.13, Kieselsäure 6.49; Wasser 0.22. (Nessler.)

Liaskalk von Moritzberg in Franken: kohlens. Kalk 70.23; kohlens. Magnesia 8.65; Kieselsäure 4.45; Eisenoxyd 0.37; organ. Substanz und Wasser 16.28. (Reinsch.)

Oolithkalkstein von Gloucestershire in England: kohlens. Kalk 95.35; Magnesia 0.74; schwefels. Kalk 0.20; Thonerde 1.42; Phosphorsäure 0.12; lösliche Kieselsäure 1.02; Sand 0.53. (Völker.)

Weisser Jurakalk von Ulm: kohlens. Kalk 99.25; kohlens. Magnesia 0.32; kohlens. Eisenoxydul 0.21; Wasser 0.10. (Faist.)

Kreide von Ringsted: kohlens. Kalk 98.99; kohlens. Magnesia 0.37; schwefels. Kalk 0.07; Phosphorsäure 0.04; Kieselsäure 0.44; Eisenoxyd 0.09.

Lichte Farben sind vorherrschend; weiss, graulich, gelblich, röthlich, ins braune und schwärzliche; einfarbig oder mit Flecken, Adern und Streifen. Die Härte beträgt durchschnittlich 3, doch kommen auch zerreibliche Varietäten vor, stets mit dem Messer leicht ritzbar; spec. Gew. = 2,6—2,8, geringer als das des Dolomit; der Kalkstein braust schon als derbe Masse mit Salzsäure und zwar ohne Hülfe von Wärme, und löst sich rasch in der Säure auf, unterscheidet sich auch dadurch von dem Dolomit; beigemengter Thon oder Quarzsand bleibt beim Auflösen in Säure zurück. Vor dem Löthrohr ist der Kalkstein unschmelzbar; er leuchtet in der Hitze mit mehr oder weniger weisslichem Licht und verliert seine Kohlensäure.

Als Abarten des Kalksteins unterscheidet man je nach der Texturverschiedenheit:

Körniger Kalk.

(Marmor, Urkalkstein z. Th., granular limestone, calcaire saccharoide.)

Ein krystallinisch-körniges Aggregat von Kalkspathindividuen, welche in ungefähr gleichmässiger Grösse ausgebildet und fest mit einander verbunden nach allen Richtungen durcheinander gewachsen sind und sich nach allen Seiten hin berühren; die einzelnen Individuen unterscheiden sich dann an der verschiedenlaufenden Richtung ihrer rhomboedrischen Spaltungsflächen. Die einzelnen Körner sind nicht allemal einfache Individuen, sondern wie z. B. bei dem Marmor von Carrara der Fall, mitunter zwillingsartig verwachsen; an diesem Marmor bestehen die Kalkspathkörner aus einer Gruppirung von vielen Lamellen, die nach einer Fläche des ersten stumpfern Rhomboeders verwachsen sind, wie dies zuerst Oschatz an dünnen Schliffen mit Hülfe des Mikroskops beobachtete (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1855. VII. 5). Die Textur ist grobkörnig bis feinkörnig (zuckerartig); die feinkörnigen krystallinischen Kalksteine vermitteln den Uebergang zu den kryptokrystallinischen, scheinbar dichten. Selten ist der krystallinische Kalkstein lockerkörnig, drusig, oder porös. Härte = 3; der frische Bruch ist glänzend oder stark schimmernd; durchscheinend bis kantendurchscheinend. Am häufigsten weiss in allen Nuancen: schneeweiss, graulich-, blaulich-, gelblich-, röthlichweiss, doch auch, aber seltener, gelb, roth, blau, selbst schwarz; manchmal erscheinen mehrere Farben oder Farbennuancen neben einander, welche flammige Streifen, Adern, Wolken, Flecken in einander bilden. Die reinen weissen und stark durchscheinenden krystallinischen Kalke liefern den Statuenmarmor (von Carrara in Italien, von Paros, vom Pentelikon und Hymettos in Griechenland).

Körniger Kalk a) von Carrara nach Wittstein; b) von Schlanders in Tyrol nach dems.; c) von Drehbach bei Thum in Sachsen nach Kersten.

	a	b	c
Kohlensaurer Kalk	99.24	99.01	96.30
Kohlensaure Magnesia . . .	0.28	0.52	2.24
Eisenoxydul, Eisenoxyd Phosphorsäure . . . } .	0.25	0.06(Mn $\dddot{C}$)	0.40
Kieselsäure	—	—	0.72
	99.77	99.59	99.66

Der körnige Kalk ist überreich an accessorischen Gemeng-

theilen, durch deren Einsprengung meist eine porphyrartige Textur hervorgerufen wird. Auf die eigenthümliche Abrundung der Kanten und Ecken bei manchen derselben wurde früher schon (S. 65) aufmerksam gemacht. Diese accessorischen Mineralien, besonders häufig in der Nähe der angrenzenden Gesteine vorkommend, bilden eine Zierde der Mineraliensammlungen.

Quarz und Bergkrystall, oft in grosser Menge: Hermsdorf und Ehrenfriedersdorf in Sachsen; Kallich in Böhmen; Auerbach an der Bergstrasse; Carrara; Tunaberg in Schweden; Gouverneur in New-York. — Korund: Warwick in New-York; Newton in New-Jersey. — Apatit: Pargas und Ersby in Finnland; Achmatowsk im Ural; Amity, Gouverneur, Hammond, Edenville in New-York (manchmal 1 Fuss gross); Attleborough in Pennsylvanien. — Flussspath: Wunsiedel im Fichtelgebirge; Glashügel bei Kallich in Böhmen; Szaska im Banat; Pargas und Ersby in Finnland; Muscalonge-See in New-York (cubikfussgrosse Krystalle). — Spinell: Åker in Södermanland, blau; Monroe, Warwick und Amity in New-York, grün und schwarz, bis zu 16 Zoll im Durchmesser; Bolton und Littleton in Massachusetts, roth; Badackscham in der Tatarei; Franklin und Sterling-hill in New-Jersey. — Turmalin: Stainz in Steiermark; Gouverneur; Baltimore. — Vesuvian: Schwarzenberg in Sachsen; Auerbach; Monzoni im tyroler Fassathal (wachsgelbe, über zollgrosse Krystalle); Orawicza im Banat; Insel Skye in Schottland; Gökum in Schweden; Franklin in New-Jersey; Amity; Carlisle in Massachusetts. — Granat; Auerbach; Freienwaldau in Schlesien; Fassathal in Tyrol; Rezbanya, Orawicza und Cziklowa im Banat; Christiansand in Norwegen; Kulla in Finnland; Gökum; Berg Calvi bei Campiglia im Toskanesischen; Carlisle; Attleborough in Pennsylvanien. — Muromontit: Boden bei Marienberg im Erzgebirge. — Epidot: Auerbach; Schwarzenberg in Sachsen; Reichenau in Schlesien; Predazzo in Tyrol; Col de la Trappe und Pic de Mont-Béas in den Pyrenäen; Szaska in Ungarn; Gjellebeck in Norwegen; Achmatowsk am Ural; Rossie in New-York; London-Grove in Pennsylvanien. — Grammatit: Auerbach; Aschaffenburg; Wunsiedel im Fichtelgebirge; Luggau in Oesterreich; Grünstädtel in Sachsen; Straschkau und Rettowitz in Mähren; Hasslau und Trpin in Böhmen; Fagaras-Bergkette in der Wallachei; Predazzo; Orawicza, Dognaczka, Rezbanya, Szaska im Banat; Col

de la Trappe in den Pyrenäen; Shetlandsinsel Unst; Sala und Taberg in Schweden; Rossie; Attleborough. — Strahlstein: Graukopf bei Pressnitz in Böhmen; Rittersgrün, Breitenbrunn, Krottendorf in Sachsen; Straschkau in Mähren; Rezbanya; Sala; Attleborough. — Hornblende: Eulengebirge in Schlesien; Gegend von Marienberg in Sachsen; Lindbo in Westmanland; Pargas; Antwerp, Amity, Edenville in New-York. — Bergkork: Auerbach; Straschkau; Wischkowitz in Böhmen. — Amianth: Straschkau; Baltimore. — Augit: Pargas; Marbella in Andalusien; Campiglia; Carlisle und Boxborough in Massachusetts. — Malakolith: Rittersgrün und Schwarzenberg in Sachsen; Balaphaitrich auf der schottischen Insel Tirey; Monzoni in Tyrol; Malsjö und Sala in Schweden; Carlisle. — Kokkolith: Auerbach; Ersby in Finnland; Lindbo in Schweden; Gouverneur und Rossie in New-York. — Hypersthen: Warwick. — Bronzit: Amity. — Glimmer, ein besonders häufiger Gemengtheil, der durch parallele Lagerung seiner Individuen eine gewisse Schieferung erzeugt und den Uebergang zum Kalkglimmerschiefer vermittelt: Boden bei Marienberg und Wünschendorf bei Lengefeld in Sachsen; Barosch bei Grosshorka in Böhmen; Schelingen am Kaiserstuhl im Breisgau; Cantoglia in Piemont; Schweiz und österreichische Alpen; Pargas und Ersby. — Talk ebenfalls häufig und den Uebergang in Kalktalkschiefer vermittelnd. — Serpentin, manchmal häufig: Isergebirge bei Raspenau; Trebitsch in Mähren; Thiersheim im Fichtelgebirge; Sala und Svardsjö in Schweden; Westhaven und Milford in Connecticut. — Couzeranit: Col de la Trappe, Picou de Geu, Thäler von Seix und Salleix in den Pyrenäen. — Lasurstein: Sljudanka in Sibirien; kleine Bucharei. — Petalit: Bolton und Littleton in Massachusetts. — Orthoklas: Attleborough. — Rosellan: Åker und Tunaberg in Schweden. — Skapolith: Wünschendorf bei Lengefeld in Sachsen; Straschkau in Mähren; Åker in Südermanland; Pargas, Ersby, Kurilakali und Storgard in Finnland; Amity und Gouverneur; Attleborough; Newton in New-Jersey; Bolton, Chester und Westfield in Massachusetts; Greenville in Canada. — Wollastonit: Auerbach; Ciklowa, Orawicza, Szaska; Pargas, Ersby, Perheniemi, Kulla und Hermala in Finnland; Chesterfield in Massachusetts; Boonville in New-York; Easton und Attleborough in Pennsylvanien; Greenville in Unter-Canada. — Chondrodit:

Boden bei Marienberg in Sachsen; Åker; Pargas, Ersby; Sparta und Newton in New-Jersey; Warwick, Amity, Rossie, Edenville in New-York. — Boltonit: Bolton, Boxborough und Littleton in Massachusetts. — Zirkon: Böhmisch-Eisenberg in Mähren; Hammond, Amity und Two-Ponds in New-York. — Pyrochlor: Schelingen am Kaiserstuhl im Breisgau. — Titanit: Pargas; Borkhult und Malsjö in Schweden; Gouverneur, Amity, Edenville, Bolton, Attleborough. — Perowskit: Schelingen und Vogtsburg am Kaiserstuhl; Achmatowsk am Ural. — Rutil: Kingsbridge, Amity, Edenville, Newton in New-York. — Magneteisen: Schelingen am Kaiserstuhl; Boden bei Marienberg im Erzgebirge; Bogsau in Ungarn. — Bleiglanz: Szaska und Orawicza; Cabrillac in den Cevennen. — Kupferkies: Auerbach; Szaska, Orawicza; Storfallsberg in Schweden. — Molybdänglanz: Lindbo in Westmanland. — Magnetkies: Auerbach; Boden bei Marienberg. — Eisenkies: Auerbach; Luggau in Oesterreich; Cunstadt in Mähren; Predazzo; Attleborough. — Zinkblende: Orawicza; Cabrillac in den Cevennen; Stor-Harösgrube in Schweden. — Graphit: Auerbach; Wunsiedel im Fichtelgebirge; Krems in Oesterreich; Hellette in den Pyrenäen; Ersby und Pargas; Rossie und Gouverneur; Sparta in New-Jersey; Baltimore in Maryland; Attleborough. — Schwefel: St. Béat in den Pyrenäen. Am reichsten an accessorischen Gemengtheilen erscheinen demnach die Kalke von Auerbach, von Pargas, von Åker, des Banats und des Staates New-York. Ueber diese accessorischen Mineralien des körnigen Kalks vgl. u. a. Breithaupt's Paragenesis der Mineralien 1849. 93.

In Nestern, Adern und Trümern kommen vor innerhalb des körnigen Kalks: Kalkspath, Aragonit, Braunspath, Serpentin, Asbest. In Drusenräumen finden sich: Kalkspath, Bitterspath (Auerbach, Kallich in Böhmen, Wildenau und Berggiesshübel in Sachsen); Apophyllit (Auerbach, Orawicza im Banat). In seltenen Fällen hat man Bruchstücke fremder Gesteine im körnigen Kalk beobachtet. Eigenthümliche abgeplattete Kugeln beschrieb Delesse in dem dem Gneiss eingelagerten körnigen Kalkstein von St. Philippe in den Vogesen. Die äussere Zone besteht aus strahlig-blättrigem Glimmer, darunter folgt dichter Pyrosklerit, welcher nach dem Innern der Kugel zu krystallinisch wird und kleine Hornblendenadeln umschliesst. Der innerste Kern wird aus Orthoklas gebildet, untermengt mit

grössern Krystallen von Hornblende, bisweilen auch von Titanit. Der Pyrosklerit ist wahrscheinlich durch Umwandlung aus dem Feldspath hervorgegangen (Ann. des mines 1851. (4) XX. 141).

Indem gewisse der accessorischen Gemengtheile und Bestandtheile manchmal in besonders grosser Häufigkeit oder characteristischer Constanz in dem körnigen Kalk vertreten sind, hat man einige solcher Mengungsvarietäten mit eigenen Namen belegt:

1. Cipollin hat man den an Glimmer und Talk reichen körnigen Kalk genannt, der dadurch bisweilen eine gewisse Schiefertextur erlangt und sich dem Kalkglimmerschiefer nähert; auch sind die Schuppen wohl lagenweise angeordnet (Zaunhaus bei Altenberg im Erzgebirge; Salzburger Alpen; Ruskitza im Banat; Cagliano in Piemont; Pentelicongebirge in Griechenland).

2. Ophicalcit Brongniarts ist ein kleinkörniger, mit Nestern, Flecken und Adern von edelm Serpentin (Ophit) durchmengter Kalkstein. Bei den Archaeologen heisst diese Varietät Verde antico. (Raspenau im Isergebirge, Tunaberg in Södermanland, Krokek in Oestergothland.)

3. Calciphyr nannte Brongniart diejenigen körnigen Kalke, welche durch Beimengung von Granat, Vesuvian, Augit u. s. w. eine auffallend porphyrartige Textur gewinnen.

4. Hemithren Brongniarts sind die an Hornblende oder Grammatit reichen Varietäten des körnigen Kalks.

5. Als Breccie von Seravezza hat man einen feinkörnigen Kalk aus der Gegend von Seravezza und Stazzema in Italien bezeichnet, der mit glänzenden Blättern und Streifen von Talk nach allen Richtungen hin durchzogen wird. Das Gestein gewinnt dadurch das Ansehen einer durch Talk verkitteten Kalksteinbreccie.

6. Hislopit nannte Samuel Haughton einen durch Beimengung von Glaukonit grün gefärbten körnigen Kalkstein von Takli in Ostindien; zieht man mit Säuren den kohlensauren Kalk aus, so bleibt ein grünes glaukonitisches Skelett zurück von der Zusammensetzung: Kieselsäure 54.59; Thonerde 4.74; Eisenoxydul 22.84; Kalkerde 0.94; Magnesia 4.90; Wasser und Glühverlust 11.99. Das spec. Gewicht dieses Gesteins ist 2.645 (vergl. Haughton, Philos. magaz. 1859. XVII. 66 und Delesse, Ann. des mines 1861. (5) XX. 435).

Eine Schichtung ist am körnigen Kalk bisweilen in deutlicher Weise wahrzunehmen, sehr häufig dagegen ist keine Schichtung zu

beobachten. Zerklüftung ist eine recht oft sich darbietende Erscheinung; sie bringt meistens unregelmässige Polyeder hervor. Der körnige Kalkstein zeigt Uebergänge in Kalkglimmerschiefer, in Hornblendeschiefer und besonders in dichten Kalk, aus dessen Umwandlung er sehr vielfach hervorgegangen ist.

Der körnige Kalk tritt am vorwaltendsten als untergeordnete Einlagerung in krystallinischen Schiefergebirgen auf, Lager und Stöcke in denselben bildend, welche vielfach unregelmässige Gestalt besitzen und sich bisweilen gangähnlich in das umschliessende Gestein hineinerstrecken; ausserdem erscheint der körnige Kalk häufig an denjenigen Stellen, wo dichter Kalkstein von Eruptivgesteinen durchsetzt wird, z. B. am Kaiserstuhl im Breisgau, auf der irländischen Insel Rathlin, der Insel Man, in den Pyrenäen.

Die Hauptlagerorte des körnigen Kalksteins sind:

Im Gebiete des Granit. In dem Granit der Pyrenäen (der Berge von Méner im Cincathal, im Thal von Barèges, am Südabhange des Port d'Oo auf dem Plateau von Monsero, in den Bergen von Labourd zwischen Bayonne und St. Jean-Pied-de Port) beschrieb v. Charpentier (Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées) Vorkommnisse von körnigem Kalk, welche indessen mehr an den Grenzen als innerhalb des Gebietes der Granite aufzutreten scheinen. Im Granit der Cevennen kommen nach Emilien Dumas mehrere stockförmig niedersetzende Massen von weissem körnigem Kalk vor, welche er für Gänge hält; sie finden sich in der Gegend von Cabrillac und le Vigan (Bull. d. l. soc. géol. (2) 1846. III. 573). Im Staate New-York erscheinen nach Emmons körnige Kalksteine im Granit unter höchst merkwürdigen Lagerungsverhältnissen. Nach Clarke setzt im grobkörnigen Syenitgranit am Wollondilly in Argyle-County, New-South-Wales ein 47 yards mächtiger Marmorgang auf (Qu. journ. of the geol. soc. I. 1845. 342); von diesen Kalksteingängen wird später nochmals die Rede sein.

Im Gneiss sind zahlreiche Lager und Stöcke von körnigem Kalkstein meist in ganz regelmässiger Weise eingelagert. Dazu gehören der mineralreiche Gangstock von Auerbach an der Bergstrasse, z. Th. von Syenit begrenzt; die ebenfalls in dieser Hinsicht ausgezeichneten Kalksteinstöcke von Boden bei Marienberg und von Wünschendorf bei Lengefeld in Sachsen; die von Serpentin begleiteten Nester von körnigem Kalk von der Höhgasse bei Brotterode am Thüringerwald;

das 9—10 Meilen lange und stellenweise mehrere tausend Fuss mächtige Kalksteinlager, welches sich in Oesterreich ob dem Manhartsberge aus Mähren über Drossendorf und Brunn bis nach Elsenreit und Pögstall hinzieht, eines der längsten solcher Kalksteinlager, welche man kennt. Skandinavien ist sehr reich an Kalkeinlagerungen im Gneiss; ausgezeichnet durch ihre Mineraleinsprengungen sind die Kalke von Åker in Södermanland, von Gökum in Upland; von Lindbo in Westmanland, von Malsjö und Gullsjö in Wärmeland (alle im schwedischen Gneiss), von Pargas unweit Åbo in Finnland. Im norwegischen Gneiss findet sich nördlich von Trondhjem der über 2 Quadratmeilen ausgedehnte mächtige Kalkstock von Bejern, der selbst Stöcke von Granit umschliesst. Nach Axel Erdmann enthält das im Gneiss von Quarsebo aufsetzende Kalksteinlager isolirte grosse Blöcke von grobkörnigem Granit. In dem Hornblende führenden Gneiss von Christiansand in Norwegen liegen nach Scheerer acht sehr kleine nierenförmige, scharfabgesonderte Kalksteinstöcke, die zuweilen gangartig in das Nebengestein eingreifen, und an ihren Grenzen gegen dasselbe eine an Granat und Vesuvian sehr reiche Zone besitzen. Aus Schottland erwähnt Macculloch Kalksteinlager im Gneiss von Perthshire und Kalksteinstöcke von etwa 100 Fuss Durchmesser in dem der Insel Tirey, welche selbst unregelmässige Partieen von Gneiss und Granit umschliessen (Descr. of the w. islands I. 48). Scipio Breislak beschrieb ein Kalksteinlager aus dem Gneiss des Gebirges von Crevola südlich vom Simplon. In den nordamericanischen Gneissen sind die Kalksteineinlagerungen eine sehr häufige Erscheinung: Lawrence-County und Orange-County im Staat New-York, Carlisle, Boxborough, Chelmsford, Bolton u. s. w. im Staat Massachusetts. Manche dieser körnigen Kalksteine aus dem Gneiss von Massachusetts entwickeln nach Hitchcock beim Schlagen mit dem Hammer einen höchst unangenehmen Geruch, der ohne Zweifel von beigemengtem Bitumen herrührt; dasselbe erwähnt v. Charpentier von pyrenäischen Kalksteinen, Friedrich Hoffmann vom Kalkstein von La-Scala am Cap Tindaro in Sicilien.

Im Gebiete des Glimmerschiefers, Chlorit- und Talkschiefers, Thonglimmerschiefers. Auch die diesen Gesteinen untergeordneten körnigen Kalke erscheinen in der Form von Lagern und Stöcken; erstere besitzen meist eine vorwaltende, oft bedeutende Ausdehnung in die

Länge. Die Lager oder Stöcke sind selten vereinzelt, häufiger zu Zügen hintereinander oder zu Gruppen nebeneinander gereiht. Am südlichen Abhang des Fichtelgebirges erstreckt sich westlich von Wunsiedel über Thiersheim bis nach Hohenberg ein fast vier Meilen langer Zug von Kalksteinlagern; am Hangenden dieser Kalksteinlager findet sich meistens Brauneisenstein abgelagert; dieselbe Vergesellschaftung mit Brauneisenstein ist auch von vielen andern Kalksteinlagern bekannt, z. B. den im Thonschiefer eingeschlossenen sächsischen von Auerswalde, Burkhardswalde, Schmiedewalde, Soppen, Kottewitz, Helbigsdorf; den im Glimmerschiefer eingeschlossenen griechischen des Lauriongebirges, den uralischen von Gornoschit und Katharinenburg. Diese mit eigenthümlicher Constanz den Kalkstein begleitenden Brauneisensteinlagerstätten sind wahrscheinlich aus einer Umwandlung von Eisenspath hervorgegangen, wie denn auch die Brauneisensteinstöcke, welche mit den im Glimmerschiefer liegenden Kalksteinen von Lölling unweit Hüttenberg in Kärnthen verbunden sind, in der Tiefe aus Eisenspath bestehen. Die Sudeten sind sehr reich an Kalklagern, ebenfalls das Riesengebirge: Hermsdorf an der böhmischen Grenze; Reichenstein bei Vollmersdorf; Arnsberger Pass im Riesengebirge; in der Grafschaft Glatz am Schneeberg, Martinsberg; im Gesenke zwischen Friedberg und Freienwaldau. Der körnige Kalk von Miltitz bei Meissen enthält nach v. Cotta Bruchstücke von Hornblendeschiefer, Porphyr und Granit. Aehnliche eigenthümliche Verhältnisse erwähnt Naumann von dem Kalkstock von Nieder-Rabenstein bei Chemnitz und bei dem auf der Grube Fester Schlägel bei Raschau unweit Schwarzenberg abgebauten Kalksteinlager, welches unregelmässige Verzweigungen in den einschliessenden Glimmerschiefer hineintreibt und eckige Bruchstücke desselben enthält. Savoyen am Mont Cenis; Schweiz am Splügen u. a. O.; Tyrol am Ortles; Schottland am Loch Laggan, wo ein ausgedehntes Kalksteinlager durch allmähliche Aufnahme von Hornblende in Hornblendeschiefer übergeht (Macculloch). Die weiteste Verbreitung haben diese Kalksteine in Nordamerica auf dem nordwestlichen Abfall der Alleghannies, wo sich von Alabama bis nach Canada im krystallinischen Schiefergebirge eine fast ununterbrochene Kalksteinlagerkette hinzieht (Am. journ. of sc. XLI. 1841. 240).

Erwähnenswerth sind noch die Erscheinungen, dass vielfach

die den Kalkstein unmittelbar begrenzenden Schiefer durch kohlige Substanzen schwarz gefärbt sind, dass manchmal an den Grenzen der Kalksteinlager sich graphitische Schiefer einschalten, und dass dieselben bisweilen durch eine Zone glänzenden Alaunschiefers von dem umgebenden Gestein getrennt werden.

Im Gebiete der Uebergangsformation: Zwischen Hasenthal und Spechtsbrunn am südöstlichen Thüringerwald geht nach Heim der gewöhnliche dichte Kalkstein allmählich in Marmor über. Am Skrimfjeld und bei Drammen in Norwegen, wo der körnige Kalk sich als metamorphische Bildung darstellt.

Die Jurakalke der Pyrenäen bieten stellenweise, zumal in der Nachbarschaft von Graniten und Ophiten, ausgezeichneten Marmor dar, z. B. bei Cierp und St. Béat im obern Garonne-Thal, zwischen Erce und Aulus im obern Garbet-Thal. Nach Quenstedt tritt auch im weissen Jura Schwabens manchmal körniger Kalk auf.

Auch in der Kreide erscheinen noch deutliche krystallinisch-körnige Kalksteine, z. B. die Hippuritenkalksteine vom Untersberg, die entsprechenden südfranzösischen von Angoulême, Perigueux, Cognac, die dem untern Gault angehörenden Krinoidenkalksteine im Département der Isère.

Anthrakonit benannte v. Moll durch eine Beimengung von Kohlenstoff schwarzgefärbte Kalksteine, die alle Stufen der Korngrösse vom späthig-grobkörnigen bis zum krystallinich-dichten durchlaufen. Vor dem Löthrohr brennt sich der Anthrakonit weiss, indem der bis 1½ pct. betragende Kohlenstoff ausgetrieben wird. Die Beimengung von Bitumen veranlasst oft einen Gestank beim Reiben oder Schlagen. Der Anthrakonit bildet selten ausgedehnte selbständige Ablagerungen, gewöhnlich nur grosse rundliche Nieren, Nester und Adern in andern Gesteinsmassen. In den skandinavischen Alaunschiefern (Andrarum, Garphytta, Christiania) sind solche Kalksteine sehr verbreitet, oft nach aussen körnig-schuppig oder späthig, im Innern dicht, nicht selten zerklüftet oder Krystalle von Eisenkies, Zinkblende, Schwerspath, Bergkrystall umschliessend; häufig auch sind sie fossilhaltig. Im Russbachthal im Salzkammergut haben manche Anthrakonitnieren eine radial-stengelige Zusammensetzung, man nannte diese früher wegen ihrer Aehnlichkeit mit Korallen Madreporsteine. Gegend von Namur in Belgien, in den Pyrenäen.

Kalksinter, ein Kalkstein von körniger (bisweilen sehr grobkörniger) oder faseriger Zusammensetzung, weisslich und gelblich mit gestreifter und wellenförmiger Farbenzeichnung, erscheint in der Form von Stalaktiten, Stalagmiten in den Höhlungen der Kalksteingebirge und von plattenförmigen und krustenförmigen Massen. Nicht immer wird er von Kalkspath gebildet, sondern oft auch von Aragonit, z. B. in der berühmten Höhle von Antiparos (vgl. v. Kobell, N. Jahrb. f. Min. 1835. 256; Fiedler ebendas. 1848. 422. 814). Einen grossen Einfluss auf die Bildung von Kalksinterkrusten übt die Algenvegetation aus; die Algen zersetzen den im Wasser enthaltenen doppelt-kohlensauren Kalk, entziehen demselben den Theil der halbgebundenen Kohlensäure, durch welchen er allein gelöst ist und veranlassen so eine allmähliche Ausscheidung des kohlensauren Kalks in kleinen zierlichen, meist zwillingsförmig verwachsenen Aragonitkrystallchen, die sich zwischen den Algenfäden zu Drusen, später zu feinem Sande anhäufen. Indem die Kalkkörnchen unter einander zusammenbacken, verwandelt sich ihre Masse endlich in ein festes feinkörniges Gestein. Durch Salzsäure vermag man häufig die Algenfäden noch in solchen Schichten als Rückstand nachzuweisen, die für das blosse Auge als rein unorganische Bildung erscheinen. Cohn hat solche Beobachtungen an dem Sinter der Karlsbader Quellen angestellt (Abh. der schles. Ges. für vaterl. Cultur 1862. II. 35), Ludwig und Theobald hatten an dem Nauheimer Sprudel dieselben Vorgänge beobachtet (Poggend. Ann. LXXXVII. 91). Doch ist es keinem Zweifel unterworfen, dass sich Kalksinter auch ohne Vermittelung der Vegetation absetzen kann, sei es, dass die Kohlensäure durch Erhitzen ausgetrieben wird (wie bei der Bildung des Dampfmaschinen-Kesselsteins), sei es, dass das kalkcarbonathaltende Wasser allmählich tropfenweise verdunstet (wie bei den Stalaktiten der Tropfsteinhöhlen) oder endlich, dass die Kohlensäure durch atmosphärische Luft verdrängt wird (vgl. Bischof, chem. u. phys. Geol. 2. Aufl. I. 99).

Krystallinisch-dichter Kalkstein.

(Compact oder common limestone, calcaire compacte.)

Die einzelnen Kalkspaththeilchen sind so klein, dass das Gestein dem unbewaffneten Auge dicht erscheint; schleift man indess dünne Plättchen, so gewahrt man mit Hülfe des Mikroskops eine vollständig krystallinisch-körnige, auch wohl faserige Masse. Der

Bruch ist feinerdig oder splitterig, im Grossen flachmuschelig, matt oder wenig schimmernd. Manche Kalksteine sind zellig, manche fein-porös, wie von zahllosen Nadelstichen durchbohrt. In den Farben findet eine überaus grosse Verschiedenheit statt: hellere Farben sind vorherrschend; weiss, lichtgelb, zumal grau in allen Nüancen, seltener röthlich, braun oder schwarz. Nach Ebelmen (Comptes rendus XXXIII. 1851. 678) und Adolph Göbel wird die bläuliche und grünliche Farbe mancher Kalksteine durch eine geringe Beimengung von Eisenbisulphuret hervorgebracht. Der blaue Cornbrash-Kalkstein enthielt ungefähr 0,002 Eisenbisulphuret; die blaue Farbe verschwindet allmählich unter dem oxydirenden Einfluss der Infiltrationswasser. Die dichten Kalksteine sind meistens einfarbig; oft aber wechseln verschiedene Farben in manchfaltigen Zeichnungen als Adern, Wolken, Flammen, Flecken. Die bunte Zeichnung, welche die sog. Marmore erzeugt, wird z. Th. durch Adern oder Nester von Kalkspath hervorgebracht, welche das dicht erscheinende andersfarbige Gestein nach verschiedenen Richtungen durchziehen, oder durch organische Ueberreste, Korallen und Krinoiden, welche davon umschlossen sind.

Die dichten Kalksteine sind nie ganz reine kohlensaure Kalkerde, in noch geringerm Maasse als die körnigen Kalke; stets sind ausser Magnesiacarbonat fremdartige Substanzen beigemengt, welche die verschiedenen Farben und den verschiedenen Härtegrad bedingen: Eisenoxyd, Thonerde, Kieselsäure und organische Substanz sind die häufigsten solcher Stoffe. Kieselsäure verhärtet den Kalkstein, beigemengtes kohlensaures Eisenoxydul wandelt sich in Oxyd um und röthet den Kalkstein, Kohle und Bitumen färben ihn grau und schwarz und sind oft in solcher Menge vorhanden, dass er beim Anschlagen stinkt oder dass Asphalt oder Bergöl an ihm herausschwitzt.

An accessorischen Gemengtheilen ist der dichte Kalkstein im Vergleich zu dem körnigen Kalk arm, deshalb hauptsächlich, weil er überhaupt nicht so vielen Einflüssen ausgesetzt war, durch welche Neubildungen von Mineralien innerhalb seiner Masse hervorgerufen wurden.

Q u a r z, theils in Körnern, theils in Krystallen: Iberg am Harz; Gräfenthal in Thüringen; Gross-Oerner bei Mansfeld; Nattheim und Asberg in Thüringen; Marmaros, Betler und Bosko in

Ungarn; Campiglia in Toskana; Benaud in der Auvergne. Schaumkalk: Meissner in Hessen. Glimmer: Riechelsdorf in Hessen; Sangerhausen in Thüringen. Albit in merkwürdigen kleinen vollständig ausgebildeten Krystallen: Col de Bonhomme; kleiner St. Bernhard; Grubenmündung von Rancié bei Vicdessos in den Pyrenäen. Eisenkies: Lindenhausen in Westphalen; Friedrichshall, Nauheim, Möcklingen, Nattheim u. s. w. in Würtemberg; Malsch in Baden; Bludowitz in Schlesien; Tiefenkasten und Galanda in Graubündten; Hiadel in Ungarn; Schoharie und Kingsbridge in New-York; Shoreham in Vermont. Bleiglanz: Lintorf in Westphalen; Frankenberg in Hessen; Wiesloch in Baden; Gundelsheim und Vaihingen in Würtemberg; Dulgosvyn in Polen. Zinkblende: Oberkirchen in Hessen; Wiesloch, Dürrheim und Sinsheim in Baden; Kochendorf und Jaxtfeld in Würtemberg. Kupferkies: Friedrichshall und Niederhall in Würtemberg; Miedzianagora in Polen. Auripigment: Wiesloch; Real el Doctor in Mexico. Realgar: Wiesloch; Falkenstein und Zirlerklamm in Tyrol; Remüsser Alp in Graubündten. Schwefel: Sublin im Canton Waadt; Thal von Cinca in den Pyrenäen. Anthracit: Clausthal am Harz. Faserkohle: Monte Civillina in der Provinz Vicenza. Am reichsten ausgestattet mit solchen accessorischen Gemengtheilen sind die dichten Kalksteine der ältern Formationen; in denen der jüngern erscheinen sie auffallend spärlicher.

In Nestern und Drusen, Adern und Trümern kommt vielverbreitet Kalkspath, auch Dolomitspath vor; weisse Kalkspathadern dunklen Kalkstein durchziehend bilden ein häufiges Vorkommniss. Quarz, Hornstein und Feuerstein formen Kugeln, Nieren, Nester, Schnüre; die Kalksteine des weissen Jura sind vielorts reich an Hornsteinknauern; in Oberitalien pflegt man dieselben Majolica zu nennen (ein anderer Theil der Majolica gehört dem Neocom an). In ähnlicher Weise, wie jene Mineralien, beobachtet man auch Roth- und Brauneisenstein, Zinkspath, Kieselzink, Zinkblende, Bleiglanz und andere Schwefelmetalle. Wohl auskrystallisirt erscheinen noch als Drusenbildungen: Schwerspath, Cölestin, Weissbleierz, Gelbbleierz, Malachit.

Sehr häufig sind in den Kalksteinen mineralisirt organische Ueberreste, namentlich von Mollusken, Korallen und Krinoiden vertheilt. Manche Kalke sind arm an solchen Resten oder gänzlich

frei davon, in manchen andern sind dieselben dagegen so gehäuft, dass jene fast gänzlich daraus zusammengesetzt erscheinen. Manchmal werden diese Fossilreste aus Kalkspath, manchmal auch aus Aragonit gebildet; nach Necker und De-la-Bêche bestehen die Conchylien zum grossen Theil, nach Dana die Korallen aus Aragonit, worauf Härte und specifisches Gewicht schliessen lassen. Nach Leydolt ist schon in den Schaalen lebender Mollusken der kohlensaure Kalk bald als Kalkspath (z. B. den Schaalen von Cidaris und den meisten nicht perlmutterglänzenden Muscheln), bald als Aragonit krystallisirt (z. B. den Schaalen von Meleagrina); die Schaalen von Pinna und Malleus bestehen nach aussen aus Kalkspath, im perlmutterglänzenden Innern aus Aragonit (Sitzgsber. d. Wien. Akad. d. W. XIX. 10).

Analysen: I. von Madrepora palmata; II. von Astraea Orion; III. einer Chama-Schaale; IV. einer Ostrea-Schaale nach B. Silliman jr. (Dana's Manual of geology 1863. 66.)

	I.	II.	III.	IV.
Kohlensaurer Kalk . .	94.81	96.47	97.00	93.9
Phosphate und Fluoride	0.45	0.06	2 60	0.5
Schwefelsaurer Kalk . .	—	—		1.4
Erdige Substanz . . .	0.30	0.74		
Organische Substanz . .	4.45	2.73	0.40	3.9
Kohlensaure Magnesia .	—	—	—	0.3

Die Schaalen von Lingula bestehen aus phosphorsaurem Kalk. Lingula ovalis enthielt nach Sterry Hunt: phosphorsauren Kalk 85.79; kohlensauren Kalk 11.75; kohlensaure Magnesia 2.80. Schaalen von Orbicula- und Conularia-species zeigten sich ebenso zusammengesetzt (Am. Journ. of sc. and arts. (2) XVII. 237). In einigen Kalksteinen, welche selbst nicht dolomitisch sind, bestehen die Fossilien aus Dolomit; so ergab ein Orthoceras aus dem magnesiacarbonatfreien Trenton-Kalkstein von Bytown, Canada nach Hunt: kohlensauren Kalk 56.00; kohlensaure Magnesia 37.80; kohlensaures Eisenoxydul 5.95.

Die in grosser Menge solche Reste enthaltenden Kalksteine werden nach diesen benannt, z. B. Hippuritenkalkstein, Spatangenkalkstein, Cerithienkalkstein. Die beigemengten scheibenförmigen oder sternförmigen Krinoidenstielglieder verleihen dem dichten Kalkstein oft eine porphyrartige Textur.

Meistens ist der Kalkstein mehr oder weniger deutlich ge-

schichtet, bisweilen aber auch mit gar keiner Schichtung versehen. Die Schichten sind manchmal ganz dünn, mitunter erweisen sie sich recht mächtig. Zerklüftung wird häufig beobachtet in verschiedener, sowohl quaderförmiger, als unregelmässig polyedrischer Ausbildungsweise. Uebergänge zeigt der krystallinisch-dichte Kalkstein in krystallinisch-körnigen Kalkstein durch Grösserwerden seiner krystallinischen Elemente, in Kieselkalkstein durch Imprägnation mit Kieselsäure, in Schieferkalkstein durch Aufnahme von Schieferlamellen, in oolithischen Kalkstein durch Entwicklung von Oolithkörnern, in thonigen Kalkstein durch Beimengung von Thon.

Als Mengungsvarietäten des dichten Kalksteins sind aufzuführen:

Dolomitischer Kalkstein. Ein Kalkstein mit mehr oder weniger kohlensaurer Magnesia oder Dolomit innig gemengt. Das spec. Gewicht ist etwas höher, als das des Kalksteins und nähert sich dem des Dolomit; bisweilen etwas porös, gelblichgrau bis dunkelgrau. Forchhammer (Journal f. pract. Chemie XLIX. 52) schlug vor, den Kalkstein, der zwischen 3 und 13 pct. Magnesiacarbonat enthält, dolomitisch zu nennen und alle Kalkgesteine mit mehr als 13 pct. Magnesiacarbonat den Dolomiten zuzurechnen; doch dürfte für eine solche Begrenzung der dolomitischen Kalksteine die Procentzahl 13 viel zu niedrig gegriffen sein. Hauptsächlich in der Dyas- und Triasformation (vgl. Dolomit).

Kieselkalk (siliceous limestone, calcaire silicieux). Dichter Kalkstein, gleichmässig und oft in hohem Grade von Kieselsäure durchdrungen, welche auch sehr häufig Nester, Adern und abgeplattete Nieren von Hornstein oder Chalcedon bildet, die vielfach nicht scharf begrenzt sind, sondern in die umgebende Kieselkalkmasse übergehen. Der Kieselsäuregehalt steigt bis zu 48 pct. Von den Kalksteinen der Salzburger Alpen enthält nach M. V. Lipold einer vom Schrambachgraben 65.39 kohlensauren Kalk und 24.58 Kieselsäure, ein anderer vom Hochleitengraben in der Gaisau 50.59 kohlensauren Kalk und 38.15 Kieselsäure; ein Kieselkalk von Solothurn enthält 70.21 kohlensauren Kalk, 0.83 kohlensaure Magnesia, 19.99 Kieselsäure, 4.65 Thonerde, 1.48 Eisenoxyd, 2.80 Wasser. Die sehr fein zertheilte beigemengte Kieselsäure gewahrt man in den meisten Fällen gar nicht und erst an der bedeutenden Härte, welche bis 6 steigt, erkennt man, dass das Gestein kein

reiner Kalkstein ist. Der Bruch geht bisweilen ins splitterige, die Farben sind meist licht; der Kieselkalk braust natürlicherweise nicht so stark mit Säuren, wie der gewöhnliche Kalkstein, die ganze Kieselsäuremenge bleibt beim Behandeln mit Säuren als unlösliches Pulver zurück. Manchmal ist der Kieselkalk porös oder cavernös, die Wände der Höhlungen sind mit stalaktitischem oder nierenförmigem Chalcedon oder mit kleinen durchsichtigen Quarzkrystallen überdrust. Meistens Süsswasserconchylien enthaltend.

Der Kieselkalkstein findet sich vorzüglich als Glied der tertiären Formationen von Paris (wo der Kieselkalk von St. Ouen über dem eigentlichen Grobkalk und dem Sandstein von Beauchamp lagert), der Auvergne und Ungarns. Doch auch im Bereich älterer Formationen bildet er Ablagerungen: so ist der Plänerkalkstein von Klotzscha bei Dresden nach Stöckhardt ein Kieselkalk; die schwäbischen Jurakalke enthalten Zwischenlager von kieseligen Kalken; ebenso der dortige Muschelkalk (Rottweil, Asberg, Horb).

Thoniger Kalkstein oder Mergelkalkstein. Ein dichter Kalkstein, der ungefähr bis zu 25 pct. Thon beigemengt enthält; gewöhnlich gelblich oder graulich gefärbt, wegen des Thongehalts meistens etwas weicher, als der gewöhnliche Kalkstein. Der Mergelkalk des Pläners von Weinböhla in Sachsen enthielt: kohlensauren Kalk 76.43; kohlensaure Magnesia 1.25; Eisenoxyd und Thonerde 1.50; Thon 20.27. Beim Auflösen in Säuren bleibt ebenfalls ein bedeutender Rückstand, beim Befeuchten dringt der Thongeruch durch. Der Bruch ist matt, fast erdig. Durch diese Gesteine wird vielfach der Uebergang aus Kalksteinen in Mergel vermittelt. Kugeln und Knollen von Eisenkies oder Strahlkies finden sich häufig, welche auch bisweilen organische Körper vererzen. Hauptsächlich in den jüngern Formationen, dem Jura, der Kreide, dem Tertiär.

Eisenkalkstein. In grösserer oder geringerer Quantität ist Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat dem Kalkstein beigemengt; das Gestein ist dicht, oft auch porös, zellig oder zerfressen, ockergelb bis braunroth, meist zäh, manchmal etwas sandig oder thonig. Kalkspath, Eisenspath, Schwerspath sind in den Drusenräumen krystallisirt, oft enthalten diese daneben noch Eisenocker. Der Eisenkalkstein bildet schon Lager in der Devonformation (Elbingerode am Harz, Oberscheld in Nassau), im Kohlenkalk (Umgegend von Bristol, im Forest of Dean in England), im Zechstein (Camsdorf

in Thüringen), im braunen Jura Frankreichs (Fontenay in der Vendée, Bayeux in der Normandie), Englands, Würtembergs, des Breisgaus.

Glaukonitischer Kalkstein. So nennt man thonige Kalksteine, in welche Körner von Glaukonit eingesprengt sind, oft so zahlreich, dass das Gestein grün gefärbt erscheint. Solche Kalksteine finden sich in verschiedenen Formationen, von der russischen Silurformation an durch den Muschelkalk (Rüdersdorf bei Berlin, am Schösserberge bei Mattstädt zwischen Weimar und Eckartsberga, Seeberg bei Gotha) bis in die Tertiärformation des Pariser Beckens.

Sandkalkstein (Grobkalk, Calcaire grossier) entsteht durch die innige Beimengung von Quarzsand, oft mit etwas Thon oder feinzertheiltem Eisenoxyd; beim Behandeln mit Säuren bleiben die Quarzkörner zurück; graulichweiss, gelblichweiss, ockergelb. Oft auch treten Glaukonitkörner hinzu und diese nebst den Quarzkörnern gewinnen nicht selten die Oberhand über den Kalk. Der Sandkalk oder Grobkalk hat sich vorzüglich in der Tertiärformation der Becken von Paris und von Bordeaux gebildet.

Schieferkalk. Als solchen bezeichnet man dichten Kalkstein, welcher mit welligen Thonschieferlagen, die vielfach abwechselnd dicker anschwellen und wieder dünner werden, verflochten ist. Die Wellen der einzelnen Lagen passen so übereinander, dass dadurch gewissermassen ein Netzwerk von Thonschiefer entsteht, in dessen grössern Maschen platte Kalksteinnieren oder Kalksteinlinsen mit mehr oder weniger scharfen Rändern stecken. Wenn durch Auflösung der Kalk entfernt wird, so bleibt fast nur dieses zellige Thonschiefernetz zurück. Der Hauptbruch des Gesteins ist wellig gewunden, der Querbruch zeigt deutlich jene Zusammensetzung. Manchmal auch bildet der Thonschiefer nicht stetig fortsetzende undulirte Lagen, sondern erscheint nur in einzelnen sehr flachen Linsen in geringerer Anzahl in dem Kalkstein vertheilt. Indem der Kalkstein und der Schiefer abweichend gefärbt sind, haben diese Schieferkalke meistens eine bunte Farbe (graulich, gelblich, röthlich, grünlich) und werden daher zu Marmor verschliffen (Marmor von Kalkgrün bei Zwickau, Marmor aus dem Campaner Thal bei Bagnères de Bigorre in den Pyrenäen). Eine andere Ausbildungsweise der Schieferkalke ist diejenige, dass dünne ebenflächige Lagen von Kalkstein parallel mit ebensolchen Lagen

von Thonschiefer abwechseln. Die Thonschieferlagen sind gewöhnlich noch dünner als die des Kalksteins und nach ihnen spaltet das meist dickschieferige Gestein ausgezeichnet, welches daher auf den Spaltungsflächen als Thonschiefer erscheint und erst auf dem Querbruch die Zusammensetzung zu erkennen gibt.

Auch bei den dichten Kalksteinen gibt es Ophicalcite, die durch unregelmässig im Kalkstein verlaufende Serpentinadern hervorgebracht werden.

Bituminöser Kalkstein (Stinkkalk, Stinkstein, Saustein, Stinkstone, Swinestone, calcaire fétide, c. bitumineux oder bituminifère), eine dichte Kalksteinmasse, innig mit Bitumen durchdrungen, welches beim Ritzen, Schlagen, Reiben und Erwärmen einen eigenthümlich stinkenden schwefelwasserstoffartigen Geruch verursacht; beim starken Erhitzen entwickelt sich oft ein steinölähnlicher Dampf. Graue, braune oder schwarze Farben, splitteriger Bruch, matt oder schimmernd. Löst man den Stinkstein in Salzsäure auf, so bleibt meist ein dicker brauner Schaum von Bitumen zurück. Bisweilen mit etwas Thon oder Dolomit gemengt. Stets ist der Stinkstein deutlich geschichtet, meistens dünn- und geradschieferig; die Schichtung ist oft ausserordentlich verworren, gebogen und gefaltet. In Körnern oder kleinen Krystallen ist dann und wann Eisenkies eingesprengt; auch sitzt wohl in den Poren oder Zellenräumen Asphalt oder Steinöl; mitunter finden sich rundliche Hornsteinknauer, Schwefel in derben Stücken und Lagen eingeschlossen, auch schmale Adern von Kalkspath.

Der Stinkstein hat seine Hauptlagerstätten in den ältern Formationen: In der Devonformation bei Iberg am Harz, Miedzianagóra in Polen. In der Zechsteinformation Thüringens, wo er vielfach mit Gypsen vorkommt (Sangerhausen, Gerbstädt, Hergisdorf, Hettstädt, am Markt- und Ebertsberge bei Eisenach); Riechelsdorf in Hessen, Gera im Voigtland. In der Muschelkalkformation bei Hasmersheim in Baden. In der Liasformation bei Rettigheim und Malsch in Baden.

Oolithischer Kalkstein.

Rundliche Kalkkörner von Hirsekorn- bis Erbsengrösse und von dichter, concentrisch-schaaliger, oft auch radial-faseriger Zusammensetzung sind durch ein dichtes oder erdiges kalkiges Cäment zu einem Gestein verbunden. Manchmal sind die Kalkkörner dicht

zusammengedrängt, so dass sie sich fast gegenseitig berühren und die die Zwischenräume erfüllende Kalkmasse zurücktritt; diese körnige Textur ist indessen durchaus nicht mit der krystallinisch körnigen zu verwechseln; manchmal sind sie in mehr spärlicher Anzahl der Kalkmasse eingesprengt. Bisweilen ist letztere selbst einigermassen krystallinisch und dann meistens etwas dolomitisch. In ihrem Mittelpunkt umschliessen die einzelnen rundlichen Körner nicht selten einen fremdartigen Körper; dieser, ein Sandkörnchen, das Fragment einer Muschelschaale, eines Krinoidenstielgliedes, ein Korallenstückchen war es, welcher die Bildung des Oolithkorns veranlasste; mitunter sind auch die Oolithkörner im Innern hohl. Manche Varietäten besitzen sehr feine und gleichmässig grosse Körner, während bei andern (z. B. von Heidenheim in Würtemberg, aus der Umgegend von La Rochelle und Nontron) kleinere und grössere unregelmässig geformte Körner nebeneinander liegen. Meistens sind die oolithischen Kalksteine hell gefärbt, manchmal haben die Kügelchen eine andere Färbung wie die verkittende Kalkmasse. Die Oolithe sind fast immer und zwar meistens deutlich geschichtet, dabei erlangen ihre Schichten oft eine bedeutende Mächtigkeit. Deicke fand, dass die Schichten des Rogensteins bei Bernburg jedesmal in den untern Theilen sehr kleine Körner enthalten, welche allmählich nach der Oberfläche der Schichten zu gleichmässig an Grösse zunehmen (Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. 1853. 188). Ihre Hauptentwicklung haben die oolithischen Kalksteine in der Juraformation, zumal der englischen und französischen gefunden.

Nach Ehrenberg scheinen die Kalkkörner der Oolithe der Juraformation in Deutschland wie in England hauptsächlich durch die Kalkschaalen von Melonien gebildet zu sein. Der Bergkalk am Onega-See in Russland bietet die nämliche Zusammensetzung und Melonien von derselben Art und Grösse dar. In vielen Fällen sind freilich diese Melonien des oolithischen Jurakalks so vollständig in Kalkspath verwandelt, dass es unmöglich ist, ihre Schaalen zu unterscheiden (N. Jahrb. f. Min. 1844. 378). Bei den Juraoolithen südlich von Sonthofen am Schwarzenberg in Bayern ergibt es sich nach Schafhäutl nach einer Behandlung mit Säuren, dass die mohnkorngrossen eiförmigen Körner Bryozoenreste sind (Geog. Unters. der südbaier. Alpen 1851. 41). Auch die oolithischen Kalke der Insel Gottland sollen nach Wahlenberg zoogen sein.

Uebergänge zeigt der Oolith in gewöhnlichen Kalkstein durch allmähliches Verschwinden der Kalkkörner. Graue, sehr feste Kalksteine, die nur noch sehr vereinzelte Kalkkörnchen oder Kalkspathkügelchen porphyrartig eingesprengt enthalten, sind Freieslebens Hornmergel, Hoffmanns Hornkalk.

Pisolith oder Erbsenstein (Pea-stone, pisolithe) nennt man denjenigen Oolith, dessen erbsengrosse kugelrunde Körner die concentrisch-schaalige und radial-faserige Zusammensetzung vereint ausgezeichnet erkennen lassen. Das Kalkcäment tritt sehr zurück, oder ist gar nicht vorhanden, indem die Körner sich gegenseitig berühren. Der kohlensaure Kalk der Körner ist indessen nicht Kalkspath, sondern Aragonit, was damit zusammenzuhängen scheint, dass der Erbsenstein nur als Absatz aus heissen Mineralquellen sich ablagert. Die concentrischen Aragonitschaalen haben meistens ein Quarzkörnchen, Feldspathstückchen oder winziges Granitbröckchen umhüllt; ein Spiel der aufsteigenden Quellwasser wurden die Körnchen schwebend erhalten und in steter drehender Bewegung allseitig regelmässig so lange umhüllt, bis sie zu schwer geworden, niederfielen und sich mit den bereits fertigen vereinigten. Vorzüglich zu Carlsbad in Böhmen; am Festungsberge bei Ofen (Krenner, Jahrb. d. geol. R.anst. XIII. 1863. 462), und zu Felsö-Lelocz in Ungarn; zu Vichy-les-Bains im Dép. de l'Allier; zu Vogelsberg in Oberkrain.

Als Rogenstein bezeichnet man diejenigen Oolithe, deren Kalkkörner durch ein mehr thonig-mergeliges Bindemittel verbunden sind; die Kalkkörner der Rogensteine zeigen sehr häufig eine dichte Textur und erst im Zustande der Verwitterung tritt die radialfaserige und concentrisch-schaalige hervor. Auch findet sich in dem Mittelpunkte der Rogensteinkörner wie es scheint meistens kein fremdartiger Körper.

Vgl. über die Bildung der Oolithe:

Deicke, Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. 1853. 188.
Quenstedt, das Flötzgebirge Würtembergs 43.
Virlet d'Aoust, Comptes rendus XLV. 1857. 865.

Oolithe und Rogensteine sind schon aus der silurischen Formation bekannt: Bei Grötlingbo auf der Insel Gottland, oft ganz erbsensteinartig (Qu. journ. of the geol. soc. III. 22); an den Malvernhills im südlichen England, ebenfalls mit schöner pisolithischer Ausbildung; de Verneuil fand sie auch in der nordamerikanischen Silur-

formation (Bull. d. l. soc. géol. (2) IV. 650) und Keilhau in der Uebergangsformation von Christiania. Zum Kohlenkalk gehörige, oft recht grobkörnige oolithische Kalksteine finden sich nach Weawer bei Tortworth am nordöstlichen Ende des Bristoler Kohlenbassins, nach Murchison auch in Südwales, nach F. Römer in der Gegend von Stolberg bei Aachen, nach v. Dechen zwischen Ratingen und Hefel nordöstlich von Düsseldorf. Sehr verbreitet sind die Oolithe in den Kohlenkalken von Kentucky, Tennessee, Missouri, Indiana und Illinois. Im Gebiete des Zechsteins treten bei Stadtberge in Westphalen röthlichbraune Rogensteine auf; ebenfalls bei Soden, in der Gegend von Aschaffenburg im westlichen Theile des Spessart. Auch im englischen Zechsteine (Süd-Yorkshire, Vorgebirge Hartlepool in Durham) kommen Oolithe vor, die aber etwas dolomitisch sind, und deren concentrisch-schaalige Körner sich in der Mitte hohl erweisen.

Als das unterste Glied des Buntsandsteins erscheint am Nordrande des Harzes zwischen Sandersleben, Bernburg, Blankenburg und Könnern eine über ungefähr 12 Quadratmeilen ausgedehnte Rogensteinablagerung. Bei Wolfenbüttel sind die Rogensteinkörner zu fussgrossen Kugeln verwachsen. In der Muschelkalkformation lagern oolithische Kalksteine am Seeberg bei Gotha, bei Jena, wo die Oolithkörner aus abwechselnden braunen und graulichgelben Schaalen bestehen, in der Gegend von Hildesheim, Braunschweig, Wartenberg bei Donaueschingen und Rohrbach bei Heidelberg.

Der Jura ist das Hauptverbreitungsgebiet der oolithischen Kalksteine; so zieht sich vom Breisgau an der Westseite des Schwarzwalds über Basel, den Schweizer Jura, durch die Bourgogne und Normandie bis nach England (Oxfordshire, Yorkshire) hinüber ein mächtiger hellfarbiger oolithischer Kalkstein, der fast die Hauptmasse des mittlern braunen Jura bildet. In der Kreideformation sind oolithische Kalksteine selten. Man kennt sie von Saint-Andéol im südöstlichen Frankreich, von Noseroy im Dép. des Doubs; ebenfalls aus der Neocombildung der Krim.

Poröser Kalkstein.

Dazu gehören:

Travertin. Indem wir mit Naumann diesen Gesteinsnamen in seiner weitesten Bedeutung fassen, haben wir zwei Varietäten des Travertin, den schaaligen und den dichten zu unterscheiden.

Der schaalige Travertin besteht aus cylindrischen, concentrisch-schaaligen, zartfaserigen Kalkröhren, welche regellos durcheinander liegen; mit den faserigen Schaalen wechseln oft erdige ab. Diese cylindrischen Schaalen haben sich meist als Incrustationen um Pflanzenstengel angesetzt. Der dichte Travertin dagegen ist ein dichter fester Kalkstein von gelblichweisser Farbe und splitterigem Bruch, durchzogen von kleinern und grössern meist platten und in paralleler Richtung langgestreckten Hohlräumen, von denen wenigstens die kleinern ebenfalls vielfach von Pflanzenformen herrühren. Als zufällige Einschlüsse umhüllt der Travertin Bruchstücke von Laven, Bimsteinen, Körner von Feldspath, Leucit, Augit, Glimmerschuppen, Kalksteingeschiebe. Diese Travertine lagern vorzugsweise in den Abruzzen von Aquasanta bis jenseits Civitella, um Tivoli (wo die Cascaden des Anio), Civita vecchia, Aventino, Viterbo, Orvieto, Ascoli, wo sie über 300 Fuss hohe Felsen zusammensetzen und bilden sich noch heute fort.

Vgl. L. v. Buch, geogn. Beob. auf Reisen u. s. w. 1809. II. 21.
F. Cohn, N. Jahrb. f. Min. 1864. 580.

Kalktuff (tufaceous limestone, chaux carbonatée incrustante) ein feinkörnig erdiger Kalkstein, porös, zellig, durchlöchert, ein Incrustat von bunt zusammengehäuften und innig verwebten röhrigen Pflanzenstengeln, Blättern, Moosen und andern vegetabilischen Resten darstellend, wie ein in Kalkmasse verwandelter Torf. Die Farben sind licht, weisslich, graulich, gelblich. Ausser den Pflanzenresten schliessen die Kalktuffe Schnecken, Muscheln, Knochen von Land- und Süsswasserthieren ein, die organischen Ueberreste gehören zum grossen Theil noch lebenden Arten an. Der Kalktuff scheint von geringem Gewicht, ist wenig fest und leicht zersprengbar, bald deutlich, bald undeutlich geschichtet. Dieses Gestein bildet Ablagerungen von sehr wechselnder Mächtigkeit auf den verschiedensten Formationen und setzt sich noch fort und fort aus kalkhaltigen Gewässern ab: Cannstadt und Urach in Würtemberg, Binau in Baden, Oeningen am Bodensee, Baden bei Wien, Tonna und Langensalza in Thüringen, Mühlhausen, Robschütz unweit Meissen, Elmgebirge unfern Königslutter in Braunschweig, Umgegend von Paris und Fontainebleau; verbreitet in den Dépp. Puy-de-Dôme und Cantal. In Ungarn: Blocksberg bei Ofen; Gegend von Palaton, Tihany.

Auch Kalktuff und Travertin erscheint unter dem Mikroskop als ein Aggregat krystallinischer Körner.

Süsswasserkalk (Limnocalcit, Calcaire lacustre, calcaire d'eau douce). Dichter bisweilen erdiger, meistens poröser und cavernöser Kalkstein von graulicher, röthlicher oder gelblicher Farbe und muscheligem oder feinsplitterigem Bruch. Die röhrenförmigen Hohlräume sind einander parallel und stehen senkrecht auf der Schichtung. Kalkstein, Hornstein und Feuerstein bilden mitunter Nester oder Trümer. Reich an Schaalen von Süsswasserconchylien, (Paludina, Planorbis, Limnaeus, Cyrene), Crustaceen (Cypris), Zähnen und Gebeinen von Landthieren, Land- und Süsswasserpflanzen, so stellenweise in Kalktuff übergehend. Kommt daher auch mit diesem vor: Thüringen; Buchsweiler im Elsass, Flörsheim und Hochheim in Nassau; Falkenau in Böhmen; Umgebungen von Paris, Orléans; Allier-Thal in Frankreich; Auvergne; Monte Bolca in Oberitalien.

Kreide (chalk, craie).

Die Kreide ist ein feinerdiger, weicher und milder, oft abfärbender kohlensaurer Kalk, mit mattem Bruch und weisslichen, gelblichen, graulichen Farben. Sie ist aber nicht, wie die bisher betrachteten Kalksteine in ihren kleinsten Theilchen krystallinisch zusammengesetzt, sondern sie besteht nach Ehrenbergs mikroskopischen Beobachtungen wesentlich aus kleinen Kalkscheibchen und Foraminiferenschaalen.

Schon früher seit 1826 hatten Alcide d'Orbigny, Nilsson, Pusch und Lonsdale einzelne grössere Foraminiferen in der französischen, dänischen, galizischen und englischen Kreide nachgewiesen.

Zur Untersuchung der mikroskopischen Bestandtheile der Kreide schlämmt man sie etwas in Wasser und mischt das Pulver in canadischen Balsam, um es durchscheinender zu machen. Die Kalkscheibchen, welche man mit Deutlichkeit erst bei 500maliger Vergrösserung zu erkennen vermag, sind platt, von elliptischem Umriss, einem Durchmesser von $\frac{1}{480}$—$\frac{1}{190}$ Linie und am Rande gekörnelt. Die kalkigen Foraminiferen-Schaalen besitzen Durchmesser von $\frac{1}{288}$—$\frac{1}{24}$ Linie und gehören vorzugsweise den Geschlechtern Textularia (aspera, globulosa, aciculata, striata), Rotalia (globulosa), Planulina (turgida) an; bisweilen gesellen sich kieselige Panzer von Diatomeen hinzu. Nach Ehrenbergs Untersuchungen walten in der südeuropäischen Kreide um das Becken des Mittelmeeres die Foraminiferen, in der norddeutschen die Kalkscheibchen vor. Sorby

wies durch mikroskopische Beobachtungen nach, dass auch die gekörnten Kalkscheibchen organischen Ursprungs sind.

Sondirungen im nördlichen atlantischen Ocean haben ergeben, dass der Boden desselben zum grossen Theil aus Foraminiferenablagerungen besteht; eine Ablagerung hat zwischen Irland und Newfoundland eine wahrscheinliche Breite von 1300 engl. Meilen und da Capt. Dayman bei den Azoren einen ebenso beschaffenen Seegrund fand, so hat die Ablagerung vermuthlich eine südliche Ausdehnung von mindestens 600 M. Ehrenberg fand in einer Probe 85 Species kalkiger Foraminiferen, 16 Polycystinen, 17 Diatomeen, mit nur wenigen Quarzkörnern anorganischen Ursprungs. Nördlich von Florida besteht in Tiefen von 90 bis 1500 Fuss der Meeresboden halb oder grösstentheils aus Foraminiferen, und in grössern Tiefen bis zu 6000 F. (z. B. in lat. 28°24′, long. 79°13′) fast ausschliesslich aus ihnen.

Durch eine Beimengung von Eisenoxyd oder Thon wird die im reinsten Zustand vollständig weisse, weiche und schreibende Kreide gelblich, röthlich, grünlich, etwas härter und nicht schreibend. Eine mergelige Kreide ist die gelbliche Kreide (craie jaune) der Touraine, in den Dépp. der Indre und Loire. Aehnlich sind die gelblichweissen Kreidemergel von Haldem und Lemförde in Westphalen und von Nagorzany bei Lemberg. Zerkleinerte Ueberreste von Korallen, Echiniden und Mollusken sind oft in grosser Menge in der Kreide enthalten. An solchen Korallenbruchstücken reiche Kreide nennt man Korallenkreide (Fünen, Seeland, Jütland bis nördlich vom Liimfjord), der Liimsteen der Dänen.

Als accessorische Bestandtheile sind zu nennen: Rundliche, ellipsoidische und unförmlich gestaltete Knollen von Feuerstein, im Innern meist dunkelgrau bis schwarz, aussen mit matter erdiger weisser Rinde, oft in ausserordentlich grosser Menge in der Kreide liegend, gewöhnlich scharf abgesondert, manchmal aber auch damit verfliessend; sie sind mehr oder weniger reich an kieseligen Infusorienpanzern und vielfach in regelmässig und schnurgerade verlaufende Lagen vertheilt, wodurch eine gewisse Schichtung in der an sich oft undeutlich geschichteten Kreide hervorgerufen wird. Auch gibt es zusammenhängende bisweilen über fussmächtige Lager von Feuerstein. Mitunter durchziehen gangförmige Platten von Feuerstein die Kreide. Merkwürdiger Weise ist die südeuropäische

Kreide ungemein arm an Feuersteinknollen. Grüne Glaukonitkörnchen finden sich oft in beträchtlicher Anzahl der Kreide beigemengt, welche dann glaukonitische Kreide (Glauconie crayeuse oder craie chloritée) heisst. Kalkspath bildet hier und da Trümer und Nester, Eisenkies und Strahlkies erscheinen häufig in Krystallgruppen, Kugeln und Knollen, zumal in der englischen Kreide, und vererzen nicht selten die grössern Organismenreste. Grünlichgraue dichte Knollen eines unreinen phosphorsauren Kalks von Nussgrösse bis über 1 Fuss im Durchmesser kommen vielorts im Gebiete der nordfranzösischen Kreideformation, z. B. am Cap la Hêve bei Havre de Grace vor. Nach Bobierre enthalten sie 32—70 pct. Kalkphosphat.

Vgl. Ehrenberg, Poggend. Ann. 1836. XXXIX. 101 und 1839. XLVII. 502. Die Bildung der europäischen, libyschen und arabischen Kreidefelsen aus mikroskopischen Organismen. Berlin 1839. Mikrogeologie. Leipzig 1854. N. Jahrb. f. Min. 1861. 785.
Sorby in Annals and Magaz. of nat. hist. (3) VIII. 193.

Unter den Abänderungen der Kreide ist noch der Kreidetuff (craie tuffeau) von Maestricht zu erwähnen, welcher hauptsächlich dort am Petersberge und bei Fauquemont (Falkenberg) durch weitausgedehnte unterirdische Steinbrüche aufgeschlossen ist. Er ist ein gelblichweisses bis ockergelbes, weiches, zerreibliches Aggregat von zertrümmerten und fein zerriebenen, lose mit einander zusammenhängenden Resten von Korallen, Bryozoen, Foraminiferen, Echiniden, Conchylien u. s. w. Nebenbei kommen zahlreiche wohlerhaltene Fossilreste darin vor.

Die eigentliche weisse Kreide ist überall nur ein Glied der Senonbildung, der obersten Etage der Kreideformation; sie bildet vielfach schroffe pittoreske Felsformen mit steilen Abstürzen. Ihre hauptsächlichen Verbreitungsgebiete sind: In England an der Südküste um Dover, zwischen Beachy-Head und Brighton, Insel Wight; im Innern nördlich und südlich einer von Bovey in Devonshire bis an die Küste von Norfolk gezogenen Linie; auch in den nördlichen Grafschaften York (Flamborough-Head) und Lincoln. In Frankreich ist die weisse Kreide in den Dépp. Pas de Calais, der Oise, Somme, der untern Seine, der Aisne, der Ardennen, der Aube, Marne und Seine sehr verbreitet, in den beiden letzten Dépp. häufig von Pisolithenkalk bedeckt. In der Gegend von Aachen und Maestricht, durch die Tuffkreide überlagert. Ostseeinseln Rügen (Stubbenkammer,

400 Fuss hoch), Möen (Möensklint), Seeland (Stevensklint, alle Vorgebirge auf der Ostseite der Inseln). In Südrussland am Donetz.

Ausser der Kreide gibt es noch viele andere Kalksteine, welche vorwiegend oder grossentheils aus kalkigen Thierresten zusammengesetzt sind, sogenannte zoogene Kalksteine; dahin gehören:

Muschelconglomerat oder Muschelmergel, jüngere Bildung in Küstengegenden.

Krinoidenkalkstein, vorwaltend aus Krinoidenstielgliedern, die in Kalkspath verändert sind, bestehend.

Korallenkalkstein, aus Korallenresten zusammengesetzt, die durch Kalk verkittet sind.

Miliolitenkalkstein, Kalkstein der fast nur aus Milioliten (den Foraminiferengenera Triloculina, Quinqueloculina, Alveolina) besteht, die man meist schon mit blossem Auge erkennen kann; im Tertiärbecken von Paris.

Nummulitenkalkstein, gelber, grauer, brauner Kalkstein, meist etwas mit Sand gemengt, oft ausschliesslich aus linsenförmigen Nummuliten zusammengesetzt. Ein Glied der eocänen Tertiärformation kann der Nummulitenkalkstein »als ein nur wenig unterbrochener Zug von Spanien und Marokko aus durch die zu beiden Seiten des Mittelmeers gelegenen Länder nach Aegypten, Kleinasien und der Krim und weiterhin durch Persien und Ostindien bis an die Grenzen von China verfolgt werden«.

Kalksteine haben sich während aller geologischer Formationen des verschiedensten Alters gebildet. Man hat diesen verschiedenalterigen Kalksteinen, die eigentlich Varietäten in geologischer Hinsicht darstellen, besondere Namen gegeben, welche sich meistens an die in ihnen enthaltenen Versteinerungen oder an einen für ihr Vorkommen characteristischen Ort knüpfen. Die Versteinerungen und die Lagerungsverhältnisse sind die einzigen Anhaltspunkte zur Erkennung dieser geologischen Kalksteinvarietäten, welche sich nur selten durch ihre petrographische Ausbildungsweise unterscheiden lassen. In folgendem seien die in dieser Hinsicht gewöhnlich unterschiedenen Kalksteinvarietäten möglichst vollzählig ihrem Altersverhältnisse nach, in kurzer Uebersicht zusammengestellt.

Laurentian-Kalksteine mit Gneiss verbunden, älteste vorsilurische Schichten in Canada und New-York.

Chazy-Kalkstein Trenton-Kalkstein Blackriver-Kalkstein Vogelaugen-Kalkstein (Birdseye-limestone)	zum nordamerikanischen Untersilur gehörend (Trenton-period).

Vaginaten-Kalkstein, dem Untersilur Esthlands angehörend.

Wenlock-Kalkstein, über den Wenlock-Schiefern lagernd, dem englischen Obersilur angehörend (Wenlock-Gruppe in Shropshire).

Aymestry-Kalkstein, zwischen dem untern und obern Ludlowschiefer lagernd, dem englischen Obersilur angehörend (Ludlow-Gruppe in Shropshire).

Littener Kalkstein Koniëpruser Kalkstein Braniker Kalkstein	dem böhmischen Obersilur angehörend.

Gottland-Kalkstein, dem Obersilur der Insel Gottland angehörend.

Orthoceras-Kalkstein mit Orthoceratiten, dem südnorwegischen Obersilur angehörend.

Niagara-Kalkstein, der Niagara-period des nordamerikanischen Obersilur angehörend (Canada, New-York, Ohio, Indiana, Illinois, Wisconsin, Jowa).

Onondaga-Kalkstein und hornsteinführender Kalkstein (corniferous limestone) zu der Upper-Helderberg-epoch der untern nordamerikanischen Devonformation.

Tully-Kalkstein zu derselben Formation gehörend, aber eine höhere Etage einnehmend.

Eifeler Kalkstein, die mittlere Abtheilung der rheinischen Devonformation.

Stringocephalen-Kalkstein mit Stringocephalus Burtini Desfr. (Elberfelder K.) in Westphalen und Nassau, wahrscheinlich Aequivalent des Eifeler Kalk.

Kohlenkalkstein (Bergkalk, carboniferous limestone, mountain limestone, metalliferous limestone, calcaire houiller) die tiefste Etage der paralischen Territorien der Steinkohlenformation, z. B. in England (Bristol, Südwales, Derbyshire, Cumberland, Northumberland, Monmouthshire) Schottland, Irland, Belgien (Lüttich, Namur, Mons), Rheinpreussen (Aachen), Westphalen, Russland, Nordamerika (Michigan, Illinois, Indiana, Kentucky, Tennessee).

Culmkalkstein, nahe verwandt mit dem eigentlichen Kohlenkalkstein, oft denselben vertretend, auch Plattenkalkstein genannt.

Burlington-, Keokuk-, Warsaw-, St. Louis-, Kaskaskia-Kalkstein zur untern Steinkohlenformation des Mississippithales, namentlich in Illinois und Jowa.

Zechsteinkalk, das Hauptglied der Zechsteinformation Deutschlands.

Magnesian limestone, dolomitisch, vertritt den vorhergehenden in England.

Wellenkalk, der untern deutschen Muschelkalkformation angehörend (Würtemberg, Baden, Braunschweig, Hannover, Thüringen, Oberschlesien).

Schaumkalk, ein feinporiger, bei Vergrösserung fast schwammartig erscheinender Kalkstein, zum Muschelkalk gehörend, hauptsächlich in der untern Etage den Wellenkalk überlagernd; nach Quenstedts und v. Strombecks Vermuthung stammen die Poren von zerstörten Oolithkörnern her.

Hauptmuschelkalk, Friedrichshaller Kalkstein (v. Alberti), typischer Muschelkalk (v. Strombeck), die obere Etage der Muschelkalkformation bildend.

Terebratula-Kalk mit Terebratula vulgaris Schl. Enkriniten-Kalk oder Trochiten-Kalk mit Encrinus liliiformis Lam. Turbiniten-Kalk mit Turbo gregarius Münst. Gervillien-Kalk mit Gervillia socialis Quenst. Lima- oder Striata-Kalk mit Lima striata Goldf.	zur Muschelkalkformation gehörig.

Opatowitzer Kalkstein bildet die obere Etage der oberschlesischen Muschelkalkformation von Tarnowitz.

Guttensteiner Kalk, zur untern alpinen Trias gehörend, dem untern Muschelkalk entsprechend.

Virgloria-Kalk, zur obern alpinen Trias gehörend, dem obern Muschelkalk entsprechend.

Hallstätter Kalk, zur obern alpinen Trias gehörend, Aequivalent des Keupers; in Vorarlberg durch den Arlberg-Kalk, in den lombardischen Alpen z. Th. durch den Esino-Kalkstein vertreten.

Dachstein-Kalk, Grenzbildung zwischen Keuper und Lias (Rhaetisch) in den Ostalpen.

Blégny-Kalkstein zum untern Lias der Franche Comté gehörend.

Arieten-Kalk mit Arieten-Ammoniten, oberste Schicht des Lias α in Schwaben.

Arcuaten-Kalk oder Gryphaeenkalk mit Gryphaea arcuata Lam., ebenfalls dem untern Lias angehörend.

Davoei-Kalk mit Ammonites Davoei Sow., im Lias γ Schwabens.

Costaten-Kalk mit Amm. costatus Schl. zum Lias δ Schwabens.

Hierlatz-Kalk zum untern	Lias Oesterreichs.
Adnether Kalk zum obern	
Enzesfelder Kalk zum obern	
Grestener Kalk zum obern	

Inferior Oolite und Great Oolite oder Bath-Oolite, untere englische Juraformation (brauner J.).

Forest marble	die obersten Schichten des Great Oolite (br. J.).
Cornbrash	

Kellowayrock die untersten Kalkschichten der mittlern englischen Juraformation (Wiltshire, Yorkshire).

Coralrag, die oberste Etage der mittlern englischen Juraformation (weisser J.).

Portlandstone, die oberste Etage der obern englischen Juraformation (weisser J.).

Ostreen-Kalk mit Ostrea cristagalli, eduliformis und pectiniformis, zum braunen Jura δ Schwabens.

Macrocephalus-Kalkstein mit Ammonites macrocephalus Schl., oberes Glied des schwäbischen braunen Jura ε (Aequival. des Kellowayrock).

Coronaten-Kalk mit Ammonites coronatus Schl., dem untern braunen Jura Badens angehörend.

Spongiten-Kalkstein, Spongitenreiche Kalksteine der untern weissen Juraformation.

Impressa-Kalk mit Terebratula impressa Bronn, den schwäbischen weissen Jura α bildend.

Nattheimer Korallenkalk, zum obern weissen Jura ε gehörend.

Plattenkalk, nach oben Krebsscheerenkalk, zum schwäbischen weissen Jura ζ gehörend.

Diceras-Kalk mit Diceraten, im fränkischen, schweizer und französischen weissen Jura, von ähnlicher Stellung wie der Plattenkalk.

Astarten-Kalk mit Astarte supracorallina Orb., dem obern weissen

Jura angehörend (Kimmeridgegruppe); (Juragebirge und nördliches Frankreich).

Pterocera-Kalk mit Pterocera Oceani, ebenfalls dem obern weissen Jura angehörend (Schweiz, nördliches Deutschland).

Vilser Kalkstein, dem untern alpinen Jura angehörend (Aequivalent von Kelloway-rocks), auch in Ungarn.

Kalkstein vom Haselberg bei Ruhpolding und Au, ebenfalls dem untern alpinen Jura angehörend und auch wohl noch als Aequivalent der Kelloway-rocks zu betrachten.

Klaus-Kalkschichten, die obern Schichten des untern Jura in den österreichischen Alpen.

Nerineen-Kalk, reich an Nerinea, die jüngste Bildung des obern alpinen Jura (Hallstatt, Mähren, Krakau bis in die Karpathen), auch in Frankreich und im Juragebirge.

Klippenkalk und

Strambergerkalk in Mähren, Galizien, Ungarn, scheinen mit dem Nerineen-Kalk zu correspondiren.

Diphyen-Kalk mit Terebratula diphya (Mähren, Karpathen, Südfrankreich) zum weissen Jura.

Purbeck-Kalkstein oder Ashburnhamkalk, untere Etage der Wealdenformation in England.

Serpuliten-Kalkstein mit Serpula coacervata Blumenb., Aequivalent des Purbeck-Kalks in der norddeutschen Wealdenformation.

Hils-Kalkstein zur untern Neocombildung der subhercynischen Kreideformation gehörend.

Plänerkalk zur Turonbildung der Kreideformation gehörend (Westphalen, Hannover, Braunschweig, Sachsen, Böhmen).

Spatangen-Kalk mit vielen Spatangen, zur Neocombildung gehörend; Schweizer Alpen, Karst.

Rudisten-Kalk, Caprotinenkalk (Hieroglyphenkalk), verschiedenen Zonen der Kreideformation angehörend.

Caprinellen-Kalk mit vielen Caprinellen, zu den Rudisten-Kalken gehörend (Südfrankreich).

Aptychen-Kalk, an Aptychen reich, in der alpinen Neocombildung, doch gibt es auch im Jura Aptychen-Kalke.

Schratten-Kalk, zur obern Neocombildung der bayerischen Alpen gehörend.

Sewen-Kalkstein, das untere Glied der obern Kreideformation in den schweizer und bayerischen Alpen.

Gosau-Kalke, Turonbildungen der Alpen.

Faxöe-Kalk, der obern Kreide angehörend (Seeland u. s. w.).

Scaglia-Kalkstein, das oberste Glied der Kreideformation Italiens.

Grobkalk (calcaire grossier) im nordfranzösischen Tertiärbecken über dem untern Meeressand lagernd.

Nummuliten-Kalkstein zur eocänen Nummulitenbildung gehörend, weit verbreitet.

Meloniten-Kalk mit Melonites sphaerica zur Nummulitenbildung gehörend.

Alberese, kalkige Gesteine des italiänischen Eocän.

Milioliten-Kalk mit Miliolites trigonula Lam., dem mittlern Grobkalk angehörend.

Bembridge-Kalk, eocäner Kalk im südlichen England (Insel Wight).

Landschneckenkalk, dem Mainzer Miocänbecken angehörend (Hochheim und Ilbesheim in Rheinbayern).

Cerithien-Kalk mit vielen Cerithien. Im Becken von Mainz und andern Tertiärablagerungen sehr verbreitet.

Litorinellen-Kalk mit Litorinella inflata Brard und acuta Desh. im Mainzer Becken.

Leitha-Kalk } marine Bildung des neogenen Wiener Tertiär-
Nulliporen-Kalk } beckens.

Steppenkalk, sehr junge brakische Kalkbildung in Südrussland.

Nachdem zu Ende des vorigen Jahrhunderts James Hutton vermuthet hatte, dass der Kalkstein, in welchem Black erst kürzlich die Kohlensäure entdeckt hatte, unter hohem Druck dieses Gas festhalten und selbst als solcher geschmolzen werden könne, wurde dies durch seinen ausgezeichneten Schüler Sir James Hall auf dem Wege des Experiments bestätigt (Account of a series of experiments shewing the effects of compression in modifying the action of the heat; Read the 3. Juny 1805. Edinb. phil. Transact. VI. 1812). Während dreier Jahre und durch mehr als hundertfünfzig Versuche stellte er fest, dass der kohlensaure Kalk (gewöhnlich wurden Kreide, Muschelschaalen und pulverisirter Kalkspath angewandt), welcher in einem wohlverschlossenen Gefäss unter dem Druck vieler Atmosphären zum Schmelzen gebracht wird, seine Kohlensäure nicht verliert und zu einer weissen krystallini-

schen, marmorähnlichen Substanz erstarrt. Bucholz vermochte später kohlensauren Kalk selbst bei gewöhnlichem Luftdruck in lebhafter Rothgluth zum Schmelzen zu bringen, ohne dass er einen merklichen Verlust an Kohlensäure erlitt (Kreidepulver in einem offenen Tiegel eingestampft). Cassola konnte vor dem Knallgasgebläse dichten Kalkstein zu körnigem Kalk umschmelzen (N. Jahrb. f. Min. 1838. 411). G. Rose erhielt Marmor durch Glühen von Aragonit in einem möglichst luftdicht verschlossenen eisernen Tiegel, ferner von lithographischem Kalkstein und von Kreide in einem Porcellangefäss mit eingeriebenem Stöpsel; besonders deutlich und dem carrarischen ganz ähnlich war der aus Aragonit dargestellte (Poggend. Annal. CXVIII. 565. Zeitschr. d. d. geol. Ges. XV. 456).

Eine der frühesten Vermuthungen über die Umkrystallisirbarkeit des Kalksteins durch Hitze ist jedenfalls die des englischen Geologen G. Thomson, welcher 1798 die Meinung aussprach, dass die krystallinischen Kalkblöcke des Monte Somma Apenninenkalk gewesen seien, auf welchen die vulkanische Hitze verändernd eingewirkt habe (Bibliothèque britannique VII. 40).

Zu einer Zeit, in welcher der Plutonismus in voller Blüthe stand, lag demnach nichts näher, als die körnigen Kalke für Erstarrungsproducte eines Feuerflusses zu erachten, zumal da ihr Auftreten hier und da manche Erscheinungen darbot, die auf die Eruptivität ihrer Massen hinzuweisen schienen, wie ihr Vorkommen als gangartige oder gewaltige stockförmige Gebirgsglieder, ihr Eindringen in das Nebengestein in Gestalt von ästigen Apophysen, die öfters beobachteten Einschlüsse von Fragmenten des Nebengesteins u. s. w. Graf Montlosier und Rozet vertheidigten diese Ansichten, Caesar von Leonhard sprach 1833 bei der Beschreibung des den Gneiss und Granit gangförmig durchsetzenden Kalksteins von Auerbach aus, dass dieser und mancher andere Kalkstein wohl ein eruptives Gestein sei. Die Beobachtungen, die v. Cotta 1834 (N. Jahrb. f. Min. 331) an dem Kalk von Miltitz bei Meissen anstellte, welcher Fragmente von Granit, Porphyr, Hornblendeschiefer umschliesst, schienen ebenfalls die Annahme einer eruptiven Entstehung desselben zu rechtfertigen. E. Emmons hielt 1838 die im Granit des Staates New-York aufsetzenden Kalksteinstöcke, Kalksteingänge und Kalksteinlager, die oft in überlagernde Gesteine gangartig eingreifen und Bruchstücke einschliessen, für eruptive und zwar pyro-

gene Massen: »Wenn die Geologen den feuerflüssigen Ursprung des Granit anerkennen, so dürfen sie kein Bedenken tragen, ihn auch für den Kalkstein geltend zu machen«. Clarke spricht 1845 den von ihm als Gänge beschriebenen Kalksteinmassen in Neu-Süd-Wales dieselbe Entstehungsweise zu, ebenso Emilien Dumas 1846 den Kalksteingängen im Granit der Cevennen. Scheerer knüpft an die Beschreibung der kleinen Kalksteinstöcke im Gneiss von Christiansand die Ansicht, dass sich die Massen des Gneiss und Kalksteins anfangs gleichzeitig in einem erweichten Zustande befanden und dass die Erstarrung zuerst den umgebenden Gneiss betraf, während der Kalkstein noch weich blieb; die Erstarrung des Kalksteins dürfte vielleicht nach ihm von einer Vergrösserung seines Volums begleitet gewesen sein, wodurch das gangartige Eindringen in das Nebengestein und andere abnorme Contacterscheinungen gedeutet würden. Naumann erklärt sich an mehreren Stellen seiner Geognosie mit diesen Ansichten mehr oder weniger einverstanden; er hält dafür, dass die sehr krystallinischen an accessorischen Bestandtheilen reichen Kalksteine, welche von pyrogenen oder kryptogenen krystallinischen Silicatgesteinen umschlossen oder begrenzt werden, grossentheils aus einem feurig erweichten Zustande fest geworden seien (Geognosie I. 712). Damit ist allerdings die eruptive Entstehung nicht zugestanden, obschon Naumann mit Recht äussert, kein Bedenken zu tragen, sich für dieselbe auch gegen das Einreden der Chemiker da zu erklären, wo die geotektonischen Verhältnisse es erfordern, wie sie es bei dem Kalkstein von Miltitz ihm wirklich zu erfordern scheinen (II. 88).

Derartige Vorkommnisse aber, wo die Lagerungsverhältnisse jedwede andere Erklärung als die einer eruptiven Bildung ausschliessen, sind jedenfalls nirgendwo mit solcher Bestimmtheit nachgewiesen worden, dass kein Zweifel bezüglich dieser Entstehung gestattet wäre. Dass weder das gang- oder stockförmige Auftreten, noch die in das Nebengestein sich verzweigenden Apophysen, noch die Einschlüsse von Bruchstücken hier entscheidend sind, liegt auf der Hand, denn solche Erscheinungen finden sich auch bei den Erzgängen. Sollten indessen auch wirklich eruptive Kalksteinablagerungen gefunden werden, so würde die zweite Frage, ob sie sich ursprünglich im geschmolzenen Zustande befunden haben, noch keineswegs ohne weiteres zu bejahen sein.

Eigenthümlich ist die Ansicht Breithaupts, dass die Substanz der Kalksteinstöcke ursprünglich als kaustische Kalkmilch aus dem Erdinnern in Hohlräume empordrang und auf die aus Silicaten bestehenden Wände des Nebengesteins ätzend und auflösend einwirkte, worauf alsdann, während sie selbst Kohlensäure aufnahm, aus diesen Auflösungen die reiche Manchfaltigkeit der eingewachsenen Mineralien krystallisirte (Paragenesis der Mineralien 1849. 10. 91).

Vgl. gegen den eruptiven Ursprung des körnigen Kalks Coquand, Bull. d. l. soc. géol. 1841. XII. 314. Keilhau, Edinb. philos. journ. 1844. XXXVI. 350.

Schon frühe hatte man beobachtet, dass der dichte oder kryptokrystallinische Kalkstein an denjenigen Stellen, an welchen er mit pyrogenen Gesteinen in Berührung kommt, in krystallinisch-körnigen Kalk übergeht. Darwin sah auf der Insel St. Jago am grünen Vorgebirge, wie ein aus recenten Muschelschaalen bestehender bröcklicher Kalkstein durch einen darüber geflossenen Lavastrom an der Contactfläche zu einem krystallinischen Marmor verändert war (N. Jahrb. f. Min. 1845. 709). In verschiedenen Theilen der Grafschaft Antrim im nördlichen Irland wird Kreide mit Feuersteinen von Basaltgängen durchsetzt: auf der kleinen Insel Rathlin haben drei parallele Basaltgänge von 1, 20 und 35 Fuss Mächtigkeit sowohl die von ihnen eingeschlossene, als die an ihre Saalbänder angrenzende Kreide mehrere Fuss weit in schönen krystallinisch-körnigen Marmor umgewandelt, der allmählich in die unveränderte Kreide übergeht. Manchmal hat unmittelbar an der Berührungsgrenze der Kalkstein ein festes, porcellanartiges Ansehen. Jede Spur der organischen Reste in der ehemaligen Kreide ist in dem körnig-krystallinischen Kalkstein verwischt (Trans. of the geol. soc. III. 210).

Zahlreiche solcher Fälle von localer Metamorphose des Kalksteins in Marmor sind aus den britischen Trappregionen bekannt. Bei White-Force, High Teesdale in Durham findet sich nach Sedgwick der korallenführende Kalkstein durch eine Trappüberlagerung in eine Entfernung von wenigstens 40 Fuss zu einem versteinerungsleeren, körnigen Marmor umgewandelt; Caldron-Snout am nördlichen Ufer des Tees, Insel Man u. s. w.

Auch im Contact mit andern krystallinischen Massengesteinen, Graniten, Syeniten u. s. w. hatte man derlei Kalksteinmetamorphosen beobachtet und zwar noch intensivere, als bei Trappgesteinen.

Macculloch (1819), v. Dechen und von Oeynhausen (1829 in Karstens Archiv I. 41) und Geikie (1858 im Qu. journ. of the geol. soc. XIV. 12) beschreiben derartige Veränderungen an den Liaskalken der Insel Skye. H. Rogers berichtete 1836, dass südwestlich von Sparta im Staate New-Jersey eine solche Umwandlung des Silurkalks bis auf 50 Fuss Entfernung durch den Granit hervorgebracht sei, welcher hier und da mit dem Kalkstein »innig verschmolzen« erscheine (Report on the geology of New-Jersey, 73). Eine stellenweise 1000 Fuss mächtige Zone schneeweissen krystallinischen Marmors umgibt den Syenit des Monzonibergs und den Syenit-Granit von Predazzo in Tyrol und geht allmählich nach aussen zu in dichten geschichteten Kalkstein über. Bei Drammen in Norwegen ist Granit und am Fuss des Skrimfjelds Syenit mit dem in gleicher Weise umgewandelten Silurkalk verbunden. Bei Isi westlich von Bärum in Norwegen bedeckt nach Kjerulf rother Porphyr die zu körnigem Marmor umgewandelten obersilurischen Schichten (Christiania-Silurbecken 1855. 47). In den Pyrenäen sind diese localen Erscheinungen, welche hauptsächlich von Dufrénoy und Coquand mitgetheilt werden, sehr häufig. In den meisten Fällen dieser Einwirkungen hatte man zugleich beobachtet, dass in der Nähe des Contacts manche accessorische Gemengtheile, Granat, Vesuvian, Hornblende, Wollastonit, Couzeranit u. s. w. sich einstellen. Am Kaiserstuhl in Baden steckt zwischen Vogtsburg, Schelingen und Oberbergen in dem Basalt eine Kalkscholle, welche vollständig krystallinische Beschaffenheit besitzt und Krystalle von Titaneisen, Eisenkies, Magnesiaglimmer, Perowskit, Pyrochlor, Quarz, Apatit, enthält (Ann. des mines (5) XIII. 1857. 322).

Man brachte früh diese Beobachtungen mit Hall's Ergebnissen in Verbindung und war geneigt, die körnige Textur solcher an krystallinische Massengesteine angrenzender Kalke als die Wirkung der von dem berührenden stets für pyrogen angesehenen Gestein ausgehenden Hitze zu betrachten. Élie de Beaumont hatte gezeigt (Ann. des mines (3) V. 61), dass Kalksteine krystallinisch werden können, ohne dass eine wirkliche Schmelzung stattfindet, gerade wie eine Eisenstange grosskörnig krystallinisch wird, dadurch dass man sie lange erhitzt, jedoch ohne dass sie erweicht. Dieselbe Erklärungsweise, welche sich hier an der unmittelbaren Contactfläche darbot, wandte man auch auf grössere Massen körniger Kalke an, von

denen man erkannt hatte, dass sie ursprünglich sedimentäre Kalksteine gewesen waren, die man also nicht mehr als sogenannte Urkalke ansehen konnte. Palassou hatte schon 1819 das gewichtige Wort ausgesprochen, dass es in den Pyrenäen keine Urkalke gäbe, und Dufrénoy versuchte zu zeigen, dass diese Umänderungen von meilenweiten Terrains versteinerungsführender Kalke (sogar denen der Kreide) durch das Empordringen der (feuerflüssigen) Granite hervorgebracht sei. Auch der Marmor von Carrara hatte sich in Folge der Beobachtungen von Pasini, Pareto, Guidoni, Paul Savi, Fr. Hoffmann als ein veränderter Kalkstein aus der Reihe der sedimentären Formationen dargestellt; in gleicher Weise viele körnige Kalke der Alpen und Skandinaviens.

G. Bischof spricht sich sowohl gegen die ursprüngliche pyrogene Natur, die man gewissen körnigen Kalken zugeschrieben hatte, als auch gegen die Annahme einer durch Hitze vermittelten Umkrystallisirung des dichten Kalksteins zu körnigem aus. Er betrachtet es als unmöglich, dass eine feuerflüssige Masse wenig mächtige Spalten ausfüllen könne, ohne zu erstarren und sich den Weg zu versperren; überdies hätte der geschmolzene kohlensaure Kalk mit dem berührten Gestein ein Glas bilden müssen, wie es in der Porcellanröhre entstand, in welcher Hall seine Versuche anstellte (Chem. u. phys. Geol. 1. Aufl. II. 963). Indem körniger Kalk eine durch Wasser bei gewöhnlicher Temperatur vollbrachte Metamorphose von präexistirendem dichtem, sedimentärem Kalkstein oder auch ein Zersetzungsproduct kalksilicathaltender Gesteine (ebendas. II. 1001) sei, finde die Erscheinung, dass diese Metamorphose local auch in der Nachbarschaft mancher Gesteinsgänge vorkomme, darin ihre Erklärung, dass hier die Wassercirculation intensiver sei; dass der Gang als solcher nicht die Metamorphose zuwege gebracht habe, gehe daraus hervor, dass man diese in der Nachbarschaft zahlreicher Gänge gänzlich vermisse. Bereits früher (1844) war Keilhau durch Beobachtung norwegischer Verhältnisse zu der Ueberzeugung gelangt, dass der Contact-Marmor weder ganz noch theilweise geschmolzen gewesen sein könne; »seine Umformung hat durch äusserst langsamen chemischen Process im starren Zustande stattgefunden bei gewöhnlicher Temperatur, eine etwas höhere Wärme mag indessen zuweilen zufällig beschleunigend mitgewirkt haben, in keinem Falle aber konnte sich die Wirkung der Hitze so weit in

dem Kalke forterstreckt haben, als man ihn zuweilen vom Contactgestein aus umgewandelt findet, während man doch weiss, dass am Aetna ein alter Lavastrom über einer Eismasse erstarrt ist, ohne sie zu schmelzen, wie auf Island Lavaströme auf noch bestehenden Gletschern ruhen« (N. Jahrb. f. Min. 1849. 847).

Man hat in der letztern Zeit den vielorts augenscheinlichen Zusammenhang zwischen eruptivem Gestein und Körnigwerden des Kalksteins nicht ausser Acht gelassen, dabei aber die Erklärungsweise gewonnen, dass der Act der Umwandlung der durchsetzten oder umhüllten Kalksteinmassen nicht durch die Hitze in dem Contact des eruptiven Gesteins veranlasst worden, sondern dass es das dem letztern eigenthümliche Wasser sei, welches in erhöhter Temperatur die angrenzenden Massen auf weite Entfernung metamorphosirend durchdrang.

Im Jahre 1843 war es Dana, welcher sich (Silliman's Journal XLV) für die Ansicht aussprach, dass Wärme allein nicht die Ursache der Umwandlung der Gesteine sei, sondern dass diese eines Vehikels bedürfe, dessen Rolle das Wasser zu spielen scheine, eine Ansicht, die eine vollkommene Lösung darbietend, sich zahlreiche Anhänger erworben hat. Das von dem Eruptivgestein herstammende erhitzte Wasser bewirkt unter erhöhtem Druck die Umkrystallisirung des dichten Kalksteins zu körnigem Kalk und erzeugt zugleich vermittelst der Stoffe, mit denen es beladen ist, jene verschiedenen accessorischen Mineralien, welche sich hauptsächlich in der Nähe des eruptiven Gesteins finden. Ihre grosse Anzahl und Manchfaltigkeit erklärt sich daraus, dass gerade innerhalb des Kalkgebirgs die Bedingungen zur Bildung der verschiedenartigsten Silicate und anderer Verbindungen sehr günstige waren. Daubrée bespricht diese Umwandlung der Kalksteine und die Entstehung der Mineralien in denselben an mehreren Stellen seiner »Beobachtungen und Versuche über den Metamorphismus«. Bei der später erfolgenden Betrachtung über die Entstehung der krystallinisch-körnigen gemengten Massengesteine werden diese Verhältnisse nochmals zur Sprache kommen.

Zahlreiche der den krystallinischen Schiefergesteinen eingelagerten Massen körnigen Kalks werden mit Recht als Product einer vermittelst Wasser bewirkten Umkrystallisirung von sedimentären kryptokrystallinischen Kalklagern betrachtet. Man scheint indessen

zu weit zu gehen, wenn man in allen körnigen Kalksteinen metamorphische Gebilde sieht: körniger Kalk kann auch als solcher ursprüngliche Bildung auf nassem Wege sein, wie die Stalactiten erweisen und da allen sedimentären Kalksteinen mit Ausnahme der Kreide krystallinische Textur eigen ist, so beruht der ganze Unterschied nur in der Grösse des Korns, ein Unterschied, der an und für sich wohl nicht zur Annahme einer abweichenden Bildungsweise auffordert.

Was nun die versteinerungsführenden Kalksteine anbetrifft, so ist es für dieselben niemals zweifelhaft gewesen, dass sie sich in Gewässern gebildet haben, ebenso wenig, wie für die versteinerungsfreien feinkörnigen und dichten Kalksteine, welche Schichten der Sedimentärformationen darstellen.

Ueber die Art und Weise der Bildung der Kalkschichten hat G. Bischof ausführliche Betrachtungen angestellt, deren hauptsächliche Resultate folgende sind. Er erklärt sich entschieden gegen die Möglichkeit des directen Absatzes des kohlensauren Kalks aus dem Meere; keine der Bedingungen, unter welchen Abscheidung des kohlensauren Kalks aus Gewässern erfolgt, finde im offenen Meere statt. Aus den heissen Quellen von Carlsbad, welche dreimal soviel kohlensauren Kalk als das Meerwasser enthalten, scheide sich der Sprudelstein ab, weil das Wasser bei seiner hohen Temperatur die Kohlensäure, welche das Carbonat in Auflösung hält, unter dem gewöhnlichen Luftdruck nicht zurückhalten könne, aus kalten Quellen setze sich der kohlensaure Kalk als Kalksinter ab, wenn sie stagniren und Kohlensäure und Wasser sich allmählich verflüchtigen. Beobachtungen, welche Bischof an gewöhnlichen Brunnenwassern anstellte, zeigten, welche Bedingungen im Meere stattfinden müssten, wenn sich aus demselben kohlensaurer Kalk absetzen sollte: vom Meerwasser würden ungefähr 0.75 verdunsten müssen, ehe sich dieses Carbonat abscheiden könnte; wenn aber davon ungefähr 0.375 verdunstet sind, so beginnt schon die Ausscheidung des schwefelsauren Kalks. Wären daher die sedimentären Kalksteine durch Verdunstung aus dem Meerwasser entstanden, so müssten sie mehr schwefelsauren als kohlensauren Kalk enthalten, welches indessen nicht der Fall ist. Ueberlässt man Meerwasser der Verdunstung in gewöhnlicher Temperatur, so scheidet sich Gyps und Kochsalz aus und erst viel später tritt eine schwache Trübung

durch kohlensauren Kalk ein. Ueberhaupt könnte Verdunstung nur in einem eintrocknenden Binnenmeere vor sich gehen. Als Bischof Meerwasser aus dem Canal zwischen England und Belgien kochte, fing es an sich zu trüben, nachdem 17.13 pct. verdunstet waren; durch die Verdunstung in gewöhnlicher Temperatur könnte natürlich diese Trübung selbst dann nicht erfolgen, wenn bis zur Verflüchtigung einer solchen Menge Wassers der Zufluss der Flüsse und Meteorwasser aufhörte, denn es ist nicht die Concentration des Wassers, sondern die Verflüchtigung der halbgebundenen Kohlensäure nach anhaltendem Sieden, wodurch die Abscheidung des kohlensauren Kalks erfolgt. Im Meere kann die Abscheidung des kohlensauren Kalks nicht durch Verflüchtigung der Kohlensäure mit dem verdunstenden Wasser befördert werden, denn in diesem Falle würde der abgeschiedene kohlensaure Kalk in der freien Kohlensäure der tiefern Meeresschicht sogleich wieder aufgelöst werden; das Meerwasser des Canals enthält fünfmal soviel Kohlensäure, als zur Auflösung des kohlensauren Kalks und der kohlensauren Magnesia erforderlich ist. Es zeigt sich daher von allen Seiten die Annahme, dass unsere mächtigen sedimentären Kalksteingebirge durch Verdunstung des Meerwassers entstanden seien, gänzlich unstatthaft.

Es ist indessen hierbei nicht ausser Augen zu lassen, dass Bischof für das Meerwasser der frühern Formationen ganz dieselbe chemische Zusammensetzung voraussetzt, wie sie für dasjenige der heutigen Zeit ermittelt ist.

Das organische Leben ist es, wodurch nach Bischof die relativ geringen Mengen kohlensauren Kalks im Meerwasser, welche die chemischen Processe nicht mehr ausscheiden können, zum Absatz gebracht werden. Wir beobachten diesen Vorgang in der Bildung der Korallenstöcke und Muschelschaalen. Die mikroskopische Untersuchung der Kreide lehrt, dass sie zum grossen Theil aus kalkigen Foraminiferenschaalen besteht, diejenige mancher Kalksinter, dass deren Abscheidung durch Algen vermittelt wird. Nach Ehrenberg ist auch der Plänerkalk in Sachsen, Böhmen und Schlesien ein Product mikroskopischer Thierformen, von denen wenigstens 86 Millionen in jedem Cubikzoll des Teplitzer festen weissgrauen Plänerkalks liegen und welche meist mehr als die Hälfte der Gewichtsmasse bilden (Monatsber. d. Berl. Akadem. 1844. 414).

Bischof spricht die Vermuthung aus, dass vielleicht in allen Kalksteinen, in denen wir mit blossem Auge Versteinerungen nicht mehr wahrnehmen, mikroskopische Thierchen die Abscheidung des kohlensauren Kalks bewirkt haben mögen; sogar bis in den Bergkalk Russlands zurück vermochte v. Helmersen die gesteinsbildende Thätigkeit kleinster Organismen zu verfolgen. (Vgl. auch Sorby, London etc. phil. magaz. (4) XI. 1856. 20.)

Eingehend macht Bischof darauf aufmerksam, welche ungeheure Wassermenge durch Muschelthiere hindurchströmen muss, um den in so geringer Menge darin aufgelösten kohlensauren Kalk zur Bildung der Schaale daraus abzuscheiden; auch zeigt er durch Versuche, dass die kalkigen Schaalgehäuse der Mollusken deshalb nicht nach ihrem Tode durch die freie Kohlensäure des Meerwassers wieder aufgelöst werden, weil sie durch thierische Membran vor der Einwirkung derselben geschützt sind. Behandelt man Austernschaalen mit verdünnter Säure, so gewahrt man, dass ein organisches Gewebe zurückbleibt, welches gewissermaassen in der Schaale das Netz bildet, in dessen Maschen sich der kohlensaure Kalk abgesetzt hat. Aller kohlensaure Kalk im Meerwasser sei übrigens eine secundäre Bildung und aus der vermittelst der Kohlensäure erfolgten Zersetzung kalkhaltiger Silicate abzuleiten.

Bischof, Chem. u. phys. Geologie. (II. Aufl.) I. 581 ff.

L. Cordier hat dagegen neuerdings die Ansicht ausgesprochen, dass der grösste Theil der Kalksteine als chemischer Niederschlag aus dem Meere zu betrachten sei, in welchem früher viel mehr Kalk- und Magnesiasalze aufgelöst waren (Comptes rendus LIV. 1862. 293). Die gewöhnlichen sedimentären Kalksteine bestehen nach ihm keineswegs hauptsächlich aus Thierschaalendetritus, sondern dessen Masse verschwindet gegen die Menge des direct chemisch abgesetzten kohlensauren Kalks, welcher jenen cämentirt. Sie seien der Hauptsache nach gebildet durch Zersetzung des Calcium- und Magnesiumchlorürs des Meerwassers und zwar vermittelst der Carbonate, namentlich des Natroncarbonat, welches, von der Zersetzung des Feldspaths herrührend, vorzugsweise als Bestandtheil von Mineralquellen wirkte, aber auch durch »kataclysmische Emanationen« geliefert wurde.

Leymerie legte in seinen Éléments de minéralogie et de géologie 1861. 358 eine ähnliche Anschauungsweise dar. Die paläo-

zoischen Meere hätten nicht so viel Chlornatrium enthalten, wie die heutigen, dafür mehr Chlorcalcium und Chlormagnesium; diese seien durch Zufluss von Gewässern mit Gehalt an kohlensaurem Natron zu kohlensaurem Kalk (und Dolomit) und zu Chlornatrium zersetzt worden (vgl. Comptes rendus LIV. 1862. 566). Durch diese Voraussetzung erklärt sich alsdann auch in höchst befriedigender Weise der grosse Chlornatriumgehalt der heutigen Meere. Bedenkt man indessen, welche ungeheuren Steinsalzmassen die frühern Formationen beherbergen, so will es scheinen, als ob in jenen Zeiten die Meere nicht eben chlornatriumärmer gewesen seien.

Sterry Hunt hatte schon früher in dem American Journal of sc. and arts (Januar 1858 und 1859) die Reactionen einer Natronbicarbonatlösung auf das Meerwasser besprochen (vgl. Comptes rendus ebendas. 1190). Dieselben Ideen führte er eingehender in einem Aufsatz im Qu. journ. of the geol. soc. 1859. 488 aus.

Dolomit.

Der normale Dolomit in seiner reinsten Form ist ein Aggregat von Dolomitspath, welches Mineral aus einer Verbindung von einem Aequivalent kohlensaurem Kalk mit einem Aequivalent kohlensaurer Magnesia ($\dot{Ca}\ddot{C} + \dot{Mg}\ddot{C}$) besteht, also zusammengesetzt ist aus

Kohlensäure	47.83	oder	kohlensaurem Kalk	54.35
Kalk . . .	30.43		kohlensaurer Magnesia	45.65.
Magnesia .	21.74 ;			

Doch kommt das Dolomitgestein in solcher Reinheit keineswegs immer vor, meistens besitzen die beiden Carbonate ein anderes gegenseitiges Verhältniss, und zwar wird das normale Verhältniss vorwiegend durch das stärkere Vorherrschen des kohlensauren Kalks gestört. Hierbei treten zwar Dolomitvarietäten auf, in welchen der Kalkcarbonat- und der Magnesiacarbonatgehalt in fester Proportion zu stehen scheint; so kennt man z. B. Dolomite, deren Zusammensetzung sich durch die Formel ($2\,\dot{Ca}\ddot{C} + \dot{Mg}\ddot{C}$) ausdrücken lässt, auch andere, welche auf die Formel ($2\,\dot{Ca}\ddot{C} + \dot{Mg}\ddot{C}$) führen; ersterer entspricht

kohlensaurer Kalk	64.1	letzterer	70.42
kohlensaure Magnesia	35.9 ;		29.58.

Indessen scheinen es in den meisten Fällen Verbindungen von vorwiegendem Kalkcarbonat mit Magnesiacarbonat in ganz unbestimm-

ten Verhältnissen zu sein. Man kann in einem solchen Fall annehmen, dass das Dolomitgestein ein Gemenge ist von Dolomitspath mit Kalkspath, oder auch dass dasselbe in seinen kleinsten Theilchen eine chemische Verbindung beider Carbonate nach unbestimmten Proportionen darstellt, welche Ansicht durch den Isomorphismus beider kohlensauren Erden gerechtfertigt erscheint. Solche Gesteine mit sehr vorwiegendem Gehalt an kohlensaurem Kalk nennt man dolomitische Kalksteine und es findet also auf diese Weise durch das Eintreten und allmähliche Zunehmen eines Gehalts an kohlensaurer Magnesia oder an Dolomit ein Uebergang aus reinem Kalkstein in reinen Dolomit statt. Beide von einander zu scheiden ist um so schwerer, weil die äussern Eigenschaften ziemlich ähnlich sind. Dolomitische Kalksteine sind wohl weiter verbreitet, als man glaubt; manche Kalksteine, die früher als ganz rein galten, haben sich bei näherer Untersuchung als stark dolomitisch herausgestellt. Forchhammer nannte das Gestein schon Dolomit, wenn die kohlensaure Magnesia über 13 pct. ausmachte (vgl. S. 208).

Die Dolomite besitzen sehr oft einen Gehalt an kohlensaurem Eisenoxydul; wie bei dem Kalkstein finden sich auch Beimengungen von Quarzsand, Kieselsäure, Thon, Eisenoxyd, Eisenoxydhydrat, Kohle, Bitumen und andere Verunreinigungen.

Analysen von Dolomiten verschiedener Formationen.

Devondolomit von Hadamar in Nassau: kohlensaurer Kalk 67.68; kohlensaure Magnesia 40.63; Eisenoxyd und Thonerde 0.60; Thon 0.46; Wasser und Verlust 0.63 (Fr. Sandberger).

Devondolomit von Dietzkirchen in Nassau: kohlensaurer Kalk 56.23; kohlensaure Magnesia 43.11; Eisenoxyd und Thonerde 0.38 Thon 0.13; Wasser und Verlust 0.15 (Fr. Sandberger).

Dolomit des Kohlenkalks vom Belmore-Gebirge, Grafsch. Fermanagh, Irland: kohlensaurer Kalk 61.20; kohlensaure Magnesia 37.80; kohlensaures Eisenoxydul 0.60; Kieselsäure 0.20 (Haughton).

Zechsteindolomit von Ilfeld im Harz: kohlensaurer Kalk 55.62; kohlensaure Magnesia 42.40; kohlensaures Eisenoxydul 0.56 (Rammelsberg).

Zechsteindolomit von Lauterberg am Harz: kohlensaurer Kalk 65.57; kohlensaure Magnesia 20.12; Thon 15.65 (Stölting).

Muschelkalkdolomit von Segeberg: kohlensaurer Kalk 18.77; kohlensaure Magnesia 55.23; kieselsaure Thonerde 21.36; Thonerde 4.43; Bitumen 0.21 (Karsten).

Muschelkalkdolomit von Reutte im Lechthal: kohlensaurer Kalk 59.10; kohlensaure Magnesia 19.05; Thonerde 3.60; Kieselsäure 13.35; Eisenoxyd 0.70; Bitumen 2.00; Wasser 2.00 (Gümbel).

Dolomit des weissen Jura von Staffelberg in Franken: kohlensaurer Kalk 58.33; kohlensaure Magnesia 24.10; Kieselsäure und Thonerde 13.17; Wasser und Verlust 4.37 (Reinsch).

Die Härte des Dolomit beträgt 3.5—4.5, ist demnach grösser, als die des Kalksteins; auch das spec. Gewicht, welches zwischen 2.8 und 2.95 schwankt, ist höher, als das des Kalksteins.

Dolomit in derben Stücken mit Chlorwasserstoffsäure begossen braust fast gar nicht oder doch nur sehr wenig auf, im gepulverten Zustande aber braust er stark, zumal wenn man erwärmte Säure anwendet, und er löst sich alsdann allmählich auf, wobei etwaige Beimengungen von Sand, Thon, Kohle u. s. w. zurückbleiben.

Wenn man das Pulver eines dolomitischen Kalksteins bei einer Temperatur unter 0° mit verdünnter Essigsäure übergiesst, so wird kohlensaurer Kalk ausgezogen und es bleibt normal zusammengesetzter Dolomit in mikroskopischen Kryställchen ungelöst zurück. Der Umstand, dass die Trennung in dieser Weise erfolgt, worauf zuerst Karsten (Archiv f. Min. u. s. w. XXII. 572) aufmerksam machte, spricht dafür, dass solche Gesteine als innige Gemenge von Dolomitspath und Kalkspath aufzufassen sind. (Vgl. auch Schafhäutl über die so zusammengesetzten Dolomite der baierischen Voralpen N. Jahrb. f. Min. 1864. 812.) Pfaff fand indessen, dass die Dolomite des fränkischen Jura sich nicht so verhalten.

Der Dolomit ist ein krystallinisches Gestein und zwar theils phanerokrystallinisch, theils kryptokrystallinisch. Die Schichtung ist wie beim Kalkstein entwickelt, es gibt aber auch eine grosse Anzahl von Dolomiten, welche gar keine Spur von Schichtung zeigen, sondern als massige, wild und regellos zerklüftete Felsgesteine erscheinen.

Nach den Texturverschiedenheiten pflegt man folgende Varietäten zu unterscheiden:

Körniger Dolomit. Dolomite von sehr deutlicher, körnig-krystallinischer Zusammensetzung, bald fest, sandsteinartig und dem körnigen Kalkstein sehr ähnlich, bald mehr lockerkörnig, wie Zucker, oft so locker, dass man die einzelnen kleinen Rhomboederkrystalle von einander unterscheiden kann; sehr häufig auch porös und voller kleiner Zellen, welche innen mit winzigen rhomboedrischen Individuen überdrust sind. Der Bruch ist glänzend oder perlmutterartig schimmernd; manche Dolomite dieser Art sind fast zerreiblich.

Die Farbe ist meistens gelblichweiss bis graugelblich, doch kennt man auf der einen Seite schneeweisse, auf der andern rauchgraue und braune Varietäten, bisweilen auch zeigt das Gestein mehrere Farben in Flecken und Streifen; bei Mansfield in Nottinghamshire findet sich feinkörniger Dolomit des Zechsteins von dunkelrother Farbe.

An mehrern Punkten in der Maurienne, namentlich zwischen Modane und Villarodin (Roc tourné), erscheinen Dolomite, welche durch und durch mit kleinen Albitkryställchen erfüllt sind; solche dolomies albitifères finden sich ebenfalls am Col de Taux (vgl. Bull. de la soc. géol. (2) XIX. 1862. 129). Dieselben erscheinen auch am Col de Bonhomme, südwestlich vom Montblanc und in der Umgegend von Aste im Ossau-Thale der Pyrenäen (vergl. G. Rose in Poggend. Annal. CXXV. 457 über die Krystallgestalten dieser Albite).

Glimmer, Talk, Quarz und Hornsteinknollen sind nicht seltene accessorische Gemengtheile in den körnigen Dolomiten, von denen übrigens manche gänzlich frei von solchen beigemengten Mineralien sind. Andere Vorkommnisse sind dagegen reich an seltenern Mineralien; so ist es namentlich der schöne Dolomit des Binnenthals in Oberwallis, welcher eine grosse Anzahl accessorischer Gemengtheile birgt. Man kennt noch Grammatit zu Campo longo am St. Gotthardt, Breuil in Wallis, Spitzberg in Uri, Wunsiedel im Fichtelgebirge, Lengefeld im Erzgebirge, Litchfield und Canaan in Connecticut. Talk im Ursernthal, Canton Uri. Turmalin, gelben: im Binnenthal im Canton Wallis; grünen und wasserhellen: zu Campo longo. Realgar, Zinkblende, Eisenkies zu Campo longo am St. Gotthardt. Barytocölestin, Hyalophan, Dufrenoysit, Skleroklas im Binnenthal (Sartorius v. Waltershausen in Poggend. Annal. 1854. XCIV. 115, Heusser ebendas. 1856. XCVII. 115). Gyps bei Rubitz im Voigtlande. Kalkspathdrusen in den Dolomiten der thüringischen Zechsteinformation. Aragonitdrusen in dem dem Glimmerschiefer eingebetteten Dolomit des Heidelbachthals bei Wolkenstein in Sachsen. Ein Theil dieser Mineralien hat sich in dem Dolomit erst entwickelt, ein anderer Theil ist als Erbgut aus dem Kalkstein überkommen, aus welchem sich der Dolomit vielfach gebildet hat.

Petrefacten sind in den Dolomiten lange nicht so häufig, wie in den Kalksteinen und erscheinen auch gewöhnlich nur in der Form von Steinkernen.

Anhangsweise sei hier erwähnt das von Petzholdt Predazzit genannte, meist schneeweisse auch graulichweisse Gestein, von gross- bis kleinkörnig-krystallinischer vollständig marmorähnlicher Textur; es erscheint zu Predazzo in Südtyrol, auf der Contactgrenze an dem dortigen Syenitgranit und ist in chemischer Hinsicht zusammengesetzt aus zwei Theilen kohlensaurem Kalk und einem Theil Magnesiahydrat ($2\,\dot{Ca}\ddot{C} + \dot{Mg}\dot{H}$ mit 77.5 kohlensaurem Kalk, 15.5 Magnesia und 7 Wasser).

Cavernöser Dolomit (Rauchwacke, Rauhkalk) ist ein feinkörniger Dolomit, der von unregelmässig gestalteten, meist eckig gezerrten, aber auch rundlichen, bald grössern, bald kleinern Zellen und Höhlungen vollständig durchzogen ist, wodurch das Gestein wie der Name besagt, ein sehr rauhes, zerfressenes und durchlöchertes Ansehen gewinnt. Die Höhlungen sind auf ihrer Innenseite mit kleinen Dolomitspathrhomboedern überkrustet und entweder leer, oder mit erdig-sandartigen Dolomittheilchen locker erfüllt. Brauneisenstein, Kalkspath, Eisenspath und Schaumkalk, eine Pseudomorphose von Kalkspath nach Gyps finden sich zuweilen beigemengt. Der cavernöse Dolomit ist meistens von gelblichgrauer oder rauchgrauer Farbe und hauptsächlich in der Zechsteinformation des Thüringerwaldes (die zerrissenen, höhlenreichen Felsen des Altenstein und Hohlenstein) und des südlichen und östlichen Harzrandes entwickelt. Eine Beimengung von Bitumen macht das Gestein bisweilen stinkend.

Dichter Dolomit, ein kryptokrystallinisches Gestein, dessen körnige Textur man aber leicht mittelst Vergrösserung wahrnimmt; er besitzt weissliche, gelbe, graue und braune Farben und ist in seinem ganzen äussern Ansehen dem dichten Kalkstein überaus ähnlich; die früher erwähnten Abweichungen in der Härte, dem specifischen Gewicht und dem Verhalten gegen Säuren dienen zur Unterscheidung von dem dichten Kalkstein. Ob ein Kalkstein dolomitisch sei, kann man an seinem Verhalten gegen Schwefelsäure beobachten; wird ein solches gepulvertes Gestein mit warmer Schwefelsäure behandelt, so bildet sich unlöslicher schwefelsaurer Kalk und schwefelsaure Magnesia geht in Lösung; ist diese mit etwas Alkohol versetzte Lösung abfiltrirt, so setzen sich aus derselben Krystallnadeln von schwefelsaurer Magnesia (Bittersalz) ab. Der dichte Dolomit ist manchmal vollständig kreideähnlich;

mitunter entwickeln sich auch aus ihm zellige und poröse Varietäten.

Dolomitasche nennt man namentlich in der Zechsteinformation Thüringens erdigen oder staubartigen Dolomit von aschgrauer (im trockenen Zustand), gelblichgrauer oder gelblichbrauner Farbe (im feuchten Zustand), mit mattem oder schimmerndem Glanz; manchmal gewahrt man bei Vergrösserung, dass die kleinen Theilchen sämmtlich scharfkantige Rhomboeder darstellen, weshalb sich diese Dolomitasche auch meistens rauh anfühlt. Die Zellen und Cavitäten der Rauchwacke sind sehr häufig mit Asche angefüllt; die Asche ist in sehr vielen Fällen bituminös und stinkend, bleicht auch an der Luft.

Unter den Dolomiten der englischen Zechsteinformation finden sich auch oolithische Varietäten. Die Körner erscheinen nicht immer von bestimmten Umrissen, und sind entweder solid oder in der Mitte hohl, wobei dann auf dem Bruch viele kleine Poren sich zeigen. Auf der Ostseite des Vorgebirges Hartlepool in Durham, zwischen dem Don und Went in Yorkshire.

Dolomite erscheinen in fast allen sedimentären Formationen jedweden Alters; in der devonischen, der Dyas- und der Juraformation sind sie am reichlichsten entwickelt.

Dolomite in der Form von Lagern und Stöcken im Gneiss kennt man von einigen Punkten, z. B. von Memmendorf bei Freiberg, vom Taberg in Schweden. Auch im Gebiete des Glimmerschiefers und des Thonglimmerschiefers ist Dolomit bekannt, so in der Gegend von Wunsiedel und Redwitz im Fichtelgebirge, bei Lengefeld im Erzgebirge, im Heidelbachthal unfern Wolkenstein in Sachsen, bei Oberwölz in Obersteiermark, Krems in Oesterreich. Manche Kalksteine in diesen Formationsgebieten mögen sich bei näherer Untersuchung als Dolomite erweisen; wie schwierig man an äussern Merkmalen gewöhnlichen und dolomitischen Kalkstein zu unterscheiden vermag, darauf wurde schon früher hingewiesen.

In der Laurentianformation Canadas lagern ausgedehnte Dolomite mit Serpentinen und krystallinischen Kalken. Im Silur und Devon spielen Dolomite eine grosse Rolle, entweder selbständige Stöcke und Lager bildend oder mit Kalksteinen zu mächtigen Schichtensystemen verbunden. In der Eifel ist eine bedeutende Anzahl von Kalksteinmulden dem devonischen Grauwacken- und Thon-

schiefergebirge eingelagert und das oberste und innerste Glied derselben besteht aus Dolomit, welcher z. B. zu Gerolstein characteristische Felsen bildet. In den obern Lahngegenden stehen gleichfalls Dolomite mit Kalksteinen in Verbindung (Diez, Weinbach, Niedertiefenbach, Dehren und Steeten). Obersilurische Dolomite erscheinen z. B. in Livland und auf der Insel Oesel in grosser Entwicklung, untersilurische in den nordamerikanischen Staaten Jowa (bis zu 250 Fuss mächtig, Am. journ. of sc. (2) XXVII. 1859. 107), Illinois, Wisconsin.

In der Steinkohlenformation treten sowohl mit dem paralischen Bergkalk, als auch in Verbindung mit den limnischen Kalksteinen Dolomite auf. Naumann erwähnt ein Dolomitlager bei Schweinsdorf im Döhlener Kohlenbassin unweit Dresden. Verbreitet sind nach Le Play und Murchison die Dolomite in den verschiedenen Terrains der russischen Steinkohlenformation, am Donetz, am Waldaigebirge u. s. w. Auch der englische und irische Kohlenkalkstein enthält Einlagerungen von Dolomit, z. B. bei Ormeshead in Flintshire (Wales), bei Skerries nördlich von Dublin.

Im rothen Sandstein des Rothliegenden von Trautliebersdorf und Albendorf bei Schömberg in Schlesien lagern Dolomitmassen, welche auch aus dem erzgebirgischen Rothliegenden bekannt sind; im Ganzen ist diese Gruppe aber arm an dolomitischen Gesteinen. Eine desto mächtigere und ausgedehntere Entwicklung gewinnen diese aber in der Zechsteinbildung Thüringens und des Harzes. Die Zechsteindolomite Thüringens sind meistens als sog. Rauchwacke ausgebildet.

Diese porösen und cavernösen Dolomite bilden dort sehr höhlen- und spaltenreiche Felsmassen, z. B. in der Gegend von Altenstein und Liebenstein (hohle Stein, hohle Scheuer). In der obern Abtheilung des Zechsteins von Riechelsdorf und Allendorf in Hessen ist die Rauchwacke ebenso entwickelt, wie in Thüringen und setzt dort gleichfalls seltsam gestaltete Felsen zusammen. Bei Stadtberge in Westphalen, bei Gera im Fürstenthum Reuss findet sich die Rauchwacke ebenfalls als Glied der Zechsteinbildung wieder. Die englische Zechsteinbildung (magnesian-limestone) zeigt zwischen Nottingham und Tynemouth in ihrer obern Abtheilung eine ausserordentliche Aehnlichkeit mit dem thüringischen Zechstein, indem die Rauchwacke mit ihrem zerfressenen zelligen Gefüge, ihrem grossen

Reichthum an Varietäten, ihren zerrissenen ausgehöhlten Felsformen an beiden Orten auf das getreueste übereinstimmt und auch die Dolomitasche dem englischen Zechstein nicht fehlt. Die Zechsteinbildung in Frankreich in der Gegend von Lodève (Dép. Hérault), Alboy (Dép. Aveyron), Neffiez (in Languedoc) weist dieselben, oder sehr verwandte Gesteine auf.

Als oberstes durch Petrefactenreichthum ausgezeichnetes Glied der Buntsandsteinformation erscheint vielorts im Gebiete derselben der Wellendolomit, ein gelblichgraues Gestein, von Quenstedt so genannt wegen der wellenförmigen Runzeln auf der Oberfläche seiner Bänke; z. B. in Thüringen bei Jena am Hausberge, auf dem Eichsfelde bei Worbis und Hainrode in Meiningen und Waldeck, sehr entwickelt auf beiden Ufern des Rheines in Baden und Würtemberg, im Elsass und in Lothringen.

Zu den Dolomiten der Muschelkalkformation gehören diejenigen des südlichen Tyrol (die berühmten im Fassathal, am Schlern, Rosengarten), welche durch ihre obeliskenförmigen, grotesken Felsgebilde ausgezeichnet sind. In Oberschlesien sind diese Muschelkalkdolomite vielfach erzführend ebenfalls verbreitet, namentlich in der mittlern Etage, desgleichen erscheinen sie bei Braunschweig und in dem südlichen Theile des Schwarzwalds als unterstes Glied dieser Formation, den Wellenkalk, der sonst diese Stelle einnimmt, vertretend.

Als das unterste Glied der Keuperformation tritt am obern Neckar Schwabens und Frankens eine mächtige Dolomitablagerung auf. In einem höhern Niveau dieser Formation kommen abermals harte, bisweilen cavernöse dunkelfarbige gelbgeflammte Dolomite vor, von Quenstedt Flammendolomit genannt; namentlich in Würtemberg sind sie weit verbreitet und bezeichnen einen sehr characteristischen geognostischen Horizont. Bei Coburg bilden hellgefärbte, oft kieselige Dolomite die oberste Etage der Keuperformation.

Eine weit geringere Verbreitung als in den vorhergehenden Formationen hat der Dolomit im Lias. In Deutschland sind solche Liasdolomite nicht entwickelt, man kennt sie aus einigen Gegenden Südfrankreichs, z. B. von Figeac (Dép. Lot), Villefranche (Dép. Haute-Garonne), Alais (Dép. Gard). Nach Zeuschner findet sich auch an der Tatra in den Karpathen liasischer Dolomit.

Ebenfalls sind in der Formation des braunen Jura Dolomite

fast nur aus Frankreich bekannt, wo sie nach Dufrénoy z. B. bei Bruniquel am Ufer des Aveyron, bei Ruffigny in der Gegend von Poitiers das unterste Glied der Juraformation ausmachen. Bedeutend entwickelter, mächtiger und verbreiteter tritt dagegen der Dolomit im Bereich der weissen Juraformation auf. Diese Dolomite sind meist porös-krystallinisch, besitzen auch cavernöse Textur und zeichnen sich, wie die des Zechsteins durch ihre schroffen, seltsam gestalteten, wildzerrissenen und von zahlreichen Höhlen durchzogenen Felsen aus, für welche namentlich die berühmten ruinenartigen Felsgebilde und Höhlen der fränkischen Schweiz in der Gegend von Streitberg, Muggendorf, Gailenreuth ein Beispiel liefern. Auf der schwäbischen Alp ist der Dolomit des weissen Jura eng mit Kalksteinen verknüpft. Aehnliche steile, zackige und zerborstene grottenreiche Felsen bildet der gleichalterige Dolomit bei Echte in Hannover und in den französischen Cevennen.

Selten nur ist der Dolomit in der Kreideformation. In Algier sollen Kreidedolomite verbreitet sein und nach Ami Boué bestehen die Gipfel der Kreideketten in der Türkei aus Dolomit. Ausserdem kennt man solche Dolomite an einigen Punkten im südlichen Frankreich (z. B. im Becken des Adour), in der Gegend von Palermo auf Sicilien und von Donalds-Kills in der Nähe von Keady in Irland.

Auch in Verbindung mit tertiären Ablagerungen erscheinen Dolomite, z. B. mit dem Süsswasserkalkstein von Dächingen bei Ulm; mancherlei andere tertiäre Kalkgesteine enthalten eine verhältnissmässig beträchtliche Menge von kohlensaurer Magnesia.

Chromdolomit wurde von Breithaupt ein schön grün gefärbtes Gestein genannt, welches zu Nischnetagilsk am Ural vorkommt, und aus Dolomit, aus kleinen Körnchen oder Kryställchen von Chromeisenerz, sowie aus dünnen Lamellen von grünem Chromoxyd besteht; bisweilen ist Eisenkies und gediegen Gold eingesprengt.

Die kohlensaure Magnesia ohne Verbindung mit kohlensaurem Kalk bildet als Magnesit hier und da selbständige oft mächtige Ablagerungen. Im reinsten Zustande besteht der Magnesit aus 47.62 Magnesia und 52.38 Kohlensäure. Kieselsäure ist häufig beigemengt. Nach Sterry Hunt erscheinen an den Green-Mountains in Canada ausgedehnte Magnesitlager in Verbindung mit Serpentinen; den Magnesiten sind manchmal Quarz- und Feldspathkrystalle, Serpentinkörner und Talkblättchen eingesprengt. Auch zu Baumgarten

in Schlesien, zu Hrubschitz in Mähren in Verbindung mit Serpentinen.

Die Frage nach der Entstehungsweise der Dolomite ist in hervorragender Weise lange Zeit hindurch Gegenstand chemisch-geologischer Forschungen gewesen. Hypothesen folgten auf Hypothesen, zum Theil abenteuerlicher Art, wie es die in frühern Jahren weniger fortgeschrittene Kenntniss chemischer Gesetze mit sich brachte und erwiesen sich als unwahrscheinlich oder unmöglich, bis man endlich zu der Ueberzeugung gelangte, dass es Vorgänge ganz einfacher Art sind, durch welche die Dolomite gebildet wurden.

Zunächst ist es gar nicht zu bezweifeln, dass ebenso gut, wie kohlensaurer Kalk, sich auch das Doppelsalz von kohlensaurem Kalk und kohlensaurer Magnesia direct aus wässeriger Lösung absetzen kann. Ist es auch den Chemikern noch nicht gelungen, auf experimentellem Wege eine solche Verbindung aus ihrer Auflösung darzustellen, so bekundet doch eine jede Druse von Dolomitspath- und Braunspathkrystallen, dass derartige Bildungsprocesse in der Natur von Statten gegangen sind. Früher war man von der Ansicht überzeugt, dass eine solche directe Bildung eine Unmöglichkeit sei, und sah alle Dolomite als umgewandelte ehemalige Kalksteine an, denen in der einen oder andern Form die Magnesia zugeführt sei.

Von den zahlreichen Beispielen, wo Dolomit als ein directer Absatz entweder vor unsern Augen entsteht, oder gemäss seiner Beziehungen zu mitvorkommenden Gesteinen nur in dieser Weise gebildet worden sein kann, erwähnen wir nur folgende. Bei Neesham, am nördlichen Ufer des Tees erscheint Dolomit als eine ursprüngliche Quellenbildung. Die Quellen von St. Alyre bei Clermont setzen noch jetzt einen travertinartigen Kalkstein ab, welcher nach Girardin stark dolomitisch ist; er ist zerreiblich, gelblichbraun und enthält 24.40 kohlensauren Kalk und 28.80 kohlensaure Magnesia; ein alter Travertin ergab 40.22 kohlensauren Kalk und 26.86 kohlensaure Magnesia. Bei Cannstadt in Würtemberg werden die Geschiebe im Neckar durch Dolomit, der sich aus dem Flusswasser abscheidet, cämentirt (Breithaupt, Paragenesis der Mineralien 1849. 46). Bei Dächingen unfern Ulm erscheint nach Leube ein vollkommener Dolomit von kreideähnlicher Beschaffenheit eng verbunden mit tertiären Süsswasserkalksteinschichten. Die Ansicht von einer ursprünglichen Bildung vieler Dolomite hat daher auch in

der letzten Zeit sehr an Boden gewonnen. Delanoue sieht in fast allen Dolomiten directe Absätze, Sterry Hunt, welcher Dolomitabsätze aus Quellen bei Quebec erwähnt, Theodor Kjerulf, Sartorius von Waltershausen, Theodor Scheerer haben für manche Dolomite, und zwar den verschiedensten geologischen Epochen angehörig, die ursprüngliche Bildungsweise ausser Zweifel gesetzt. Auch für die Dolomite und dolomitischen Kalksteine der Düna- und Welikaja-Gegenden in Liv- und Kurland hat 1863 Fr. v. Rosen dieselbe höchst wahrscheinlich gemacht.

Forchhammer versuchte zu zeigen, dass Dolomit direct entstehen könne, indem Quellen, welche kohlensauren Kalk aufgelöst enthalten, auf die Magnesiasalze des Meerwassers zersetzend einwirken; in einem solchen Falle bildet sich immer eine Verbindung von kohlensaurem Kalk mit kohlensaurer Magnesia; der Magnesiagehalt scheint zu wachsen, je höhere Temperatur dabei angewandt wird, aber selbst wenn kalkcarbonathaltendes Wasser zu siedendem Meerwasser gesetzt wurde, enthielt der Niederschlag nur 12.23 pct. kohlensaure Magnesia; diese erforderliche hohe Temperatur, bei welcher dennoch nicht die ganze Menge der kohlensauren Magnesia im Dolomit entsteht, ist für G. Bischof ein Grund, dieser Bildungshypothese seine Anerkennung zu versagen.

Indessen gibt es doch auch viele Dolomite, welche zweifelsohne aus einer Umwandlung des Kalksteins hervorgegangen sind. Die hierbei thätig gewesenen chemischen Processe, denen man früher eine jegliche Dolomitbildung zuschreiben zu müssen glaubte, haben, wie schon bemerkt, einen Gegenstand manchfaltiger Hypothesen dargeboten.

Schon im Jahre 1779 sprach der Italiäner Arduino in seiner Schrift »Osservazioni chimiche sopra alcuni fossili, Venezia« den Gedanken aus, dass die Dolomite von Lavina im Vicentinischen, welche sich durch ihre breccienartige Beschaffenheit auszeichnen, zerbröckelte Kalke seien »begabt mit besondern Eigenschaften und zwar in Folge unterirdischer Glutheinwirkungen«. Unabhängig davon erklärte 1806 der deutsche Arzt Heim den thüringischen Zechsteindolomit wegen der vielfach zerbrochenen und verschobenen Schichtung als einen durch vulcanische Dampfexplosionen zertrümmerten Kalkstein, der bei dieser Gelegenheit auch seine cavernöse Beschaffenheit erlangt habe. Die chemische Verschiedenheit dieses

Gesteins von Kalkstein konnte Heim damals noch nicht in den Kreis seiner Betrachtungen ziehen.

Das Studium der in ungeheuren, zerrissenen Massen aufragenden Dolomite, welche im tyroler Fassathal in einer engen Beziehung zu den dortigen Augitporphyren stehen, führte Leopold von Buch zu der kühnen Ansicht, dass durch die Eruption der Augitporphyre das frühere Kalksteingebirge in die Höhe gehoben, von unzähligen Spalten und Rissen durchklüftet und alsdann in diesem zertrümmerten Zustande mit den im Gefolge der Eruption hervorbrechenden Dämpfen von Magnesia oder Magnesiacarbonat durch und durch imprägnirt und zu Dolomit umgewandelt sei (Leonhards Mineral. Taschenb. für 1824). Wenn auch über diese Theorie von chemischer Seite längst der Stab gebrochen ist, indem dieselbe von unwahrscheinlichen Voraussetzungen ausgehend, Wirkungen erfolgen lässt, die den chemischen Gesetzen vollständig widerstreiten, so bleibt doch dem grossen Meister das nicht hoch genug anzuschlagende Verdienst, dem Gedanken Form gegeben zu haben, dass mechanische Störungen und Eruptionen Veranlassung werden können von Gas- und Dampfausströmungen, welche auf angrenzende Massen metamorphosirende Wirkungen ausüben.

Für Dolomite, welche weit entfernt von jedem möglicherweise eruptiven Gestein vorkommen, waren die zahlreichen Anhänger dieser Umwandlungstheorie zu der Annahme gezwungen, dass unterirdisch dennoch eine Quelle der Magnesiadämpfe existire. Durocher hat die Möglichkeit einer Dolomitisation durch solche Magnesiadämpfe auf experimentellem Wege nachzuweisen versucht, indem er Chlormagnesium und Kalksteinstücke in einem wohlverschlossenen Flintenlauf drei Stunden lang glühte, wodurch dann die Kalksteinstücke an der Oberfläche mit einer aus Chlormagnesium und Chlorcalcium bestehenden schlackigen Kruste überdeckt, im Innern allerdings in Dolomit umgewandelt waren. Indessen trägt schon abgesehen von andern geognostischen und chemischen Bedenken gegen diese Theorie, der Ursprung der Magnesiadämpfe so viel Unwahrscheinliches an sich, dass nachdem eine grosse Anzahl hervorragender Forscher sich mit den Ansichten von Buch's nicht einverstanden erklärt hatte, andere Hypothesen über die Dolomitmetamorphose aufgestellt wurden.

Anstatt durch trockene Imprägnation der Kalksteine mit Gasen, erschien es naturgemässer die Zufuhr der Magnesia auf wässerigem

Wege durch Magnesiasolutionen erfolgen zu lassen. Aufmerksam gemacht auf das häufige Zusammenvorkommen von Dolomiten und Gypsen, welche man beide als Umwandlungsproducte erachtete, vermutheten Collegno und v. Alberti (1834), dass es Gewässer mit einem Gehalt an schwefelsaurer Magnesia gewesen seien, welche diese beiderseitige Umwandlung zu Wege gebracht hätten. Namentlich Haidinger und nach ihm v. Morlot verfolgten diese Ansichten weiter: das im Innern der Gebirge circulirende Wasser mit der leicht löslichen schwefelsauren Magnesia beladen, habe auf Kalkstein so eingewirkt, dass sich das Doppelsalz von kohlensaurem Kalk und kohlensaurer Magnesia und nebenbei schwefelsaurer Kalk als Gyps gebildet habe.

Aber auch diese Anschauungen standen mit den gewöhnlich wirkenden chemischen Gesetzen nicht in Einklang: wenn man nämlich eine Gypslösung durch gepulverten Dolomit filtrirt, so wird kohlensaurer Kalk gebildet und die Lösung enthält schwefelsaure Magnesia. Da also durch dieses Experiment gerade entgegengesetzte Zersetzungsprocesse festgestellt werden, so nahm man an, dass in der hohen Temperatur und unter dem starken Druck in den Erdtiefen, die Verwandtschaftsverhältnisse von kohlensaurem Kalk und schwefelsaurer Magnesia sich umkehren. Wirklich gelang es v. Morlot die umgekehrte Reaction beider Salze herbeizuführen: ein Gemenge von kohlensaurem Kalk und schwefelsaurer Magnesia ward in einer geschlossenen Glasröhre während 6 Stunden einer Temperatur von 250° C. und einem Druck von ungefähr 15 Atmosphären ausgesetzt; es bildete sich in der That Gyps und kohlensaure Magnesia, allein eine eigentliche Dolomitbildung wurde durch dieses Experiment nicht hervorgebracht, welches zudem unter Verhältnissen angestellt wurde, wie wir sie bei der Dolomitisation der Kalksteine in der Natur keineswegs voraussetzen dürfen.

Man hat auch die Meinung aufgestellt, dass die Umwandlung von Kalkstein in Dolomit durch die Einwirkung von Chlormagnesium erfolgt sei. Frapolli glaubte mit Durocher, dass es Dämpfe von Chlormagnesium gewesen seien, welche die Metamorphose gewisser Kalksteine bewerkstelligt hätten. Favre und Marignac gingen von der schon haltbarern Idee aus, dass Chlormagnesium in wässeriger Lösung den Kalkstein zu Dolomit umgewandelt habe, wobei lösliches Chlorcalcium gebildet worden sei, und suchten dieselbe auf

experimentellem Wege zu begründen. Marignac erhitzte in einer verschlossenen Glasröhre kohlensauren Kalk mit einer Chlormagnesiumlösung sechs Stunden lang bei einer Temperatur von 160° R. und einem Druck von 15 Atmosphären; es fand sich in der That, dass ein Theil des kohlensauren Kalks durch das Chlormagnesium zu kohlensaurer Magnesia und Chlorcalcium zersetzt und ein Doppelcarbonat von kohlensaurem Kalk und kohlensaurer Magnesia gebildet worden war. Favre glaubte nachweisen zu können, dass in Tyrol alle Bedingungen vorhanden gewesen seien, um auf diese Weise Dolomit zu erzeugen, indem die submarinen Melaphyreruptionen die Magnesiumverbindungen geliefert und das Meerwasser bis auf 160° erhitzt hätten, welches bei einer Tiefe von 150—200 Meter mit einem Druck von 15 Atmosphären auflastete. Obschon die Richtigkeit des Experiments von Marignac nicht in Zweifel zu ziehen ist, hat doch G. Bischof in überzeugender Weise dargethan, dass ein solcher Vorgang sich im Grossen in der Natur unmöglich ereignet haben kann, und die Hypothese einer so erfolgten Dolomitbildung eine gänzlich unhaltbare sei.

Diesen Anschauungsweisen gegenüber hat man in der letzten Zeit mit gänzlicher Zurückweisung jeder gasigen oder dampfförmigen Einwirkung versucht, die Umwandlung der Kalksteine zu Dolomit durch circulirende Solutionen von doppelt-kohlensaurer Magnesia zu erklären. Diese Ansicht, zu welcher sich u. A. G. Bischof, Blum, Hausmann, Nauck, Pfaff, Dana, Vogt bekennen, hat in der That den grössten Grund von Wahrscheinlichkeit und ist neuerdings wohl die am meisten bevorzugte geworden. Die halbgebundene Kohlensäure des sowohl im Quellwasser als im Meerwasser vorhandenen Magnesiabicarbonat ergreift einen Theil des kohlensauren Kalks und wandelt ihn in Kalkbicarbonat um, welches von den Gewässern fortgeführt wird, während die kohlensaure Magnesia mit dem andern Theil des kohlensauren Kalks sich zu dem Doppelsalz Dolomit verbindet. Der Process beruht also darin, dass von zwei Atomen Kalkcarbonat ein Atom weggeführt und dagegen ein Atom Magnesiacarbonat zugeführt wird. Nauck und G. Bischof zeigen, dass dieser Umwandlungsprocess der Neigung beider kohlensauren Erden, ein schwerlösliches Doppelsalz zu bilden, zuzuschreiben ist, denn an sich wird die kohlensaure Magnesia leichter durch kohlensaure Gewässer aufgelöst, als kohlensaurer Kalk, und ohne das Bestreben zur Doppel-

salzbildung würde die kohlensaure Magnesia nicht den kohlensauren Kalk auszutreiben vermögen. Auf dem Wege des Experiments ist nach den Versuchen, welche Bischof in dieser Richtung anstellte, der Nachweis einer solchen Umwandlung nur schwierig zu führen, Blum beschreibt aber Pseudomorphosen von Dolomitspath nach Kalkspath von den Erzgängen zu Schemnitz, Schlaggenwald, Przibram, Joachimsthal, des Münsterthales u. s. w., deren Umwandlungsprocess zweifelsohne auf die angedeutete Weise vor sich gegangen ist. Diese Pseudomorphosen sind stets mehr oder weniger hohl und Élie de Beaumont hat berechnet, dass der Kalkstein bei seiner so erfolgten Umbildung zu Dolomit 12.1 pct. an seinem Volumen verlieren muss; das Volumen des Dolomit verhält sich zu dem von compactem Kalkstein wie 0.88175 : 1; daher erklärt auch der gedachte Dolomitisationsprocess in sehr genügender Weise die meist drusige, poröse und lockere Beschaffenheit der Dolomite gegenüber den compactern Kalksteinen. v. Morlot bestimmte an einem Dolomit von mittlerer Drusigkeit, dass er 12.9 pct. leere Räume besass, es stimmt also diese gefundene Zahl sehr nahe mit der berechneten Volumverminderung überein. Diese zellige Textur redet hingegen den Auffassungen Leopold von Buch's und Rozets nicht das Wort, welche glauben, dass zu sämmtlichem kohlensauren Kalk ein Aequivalent kohlensaurer Magnesia hinzugetreten sei; dadurch müsste der zu Dolomit umgewandelte Kalkstein eine Volumvergrösserung von über 75 pct. erfahren haben.

Schon 1843 hatten Dana und Jackson in magnesiahaltigen Quellen die Ursache der Dolomitbildung gesehen. Für die Dolomite aus der Umgegend von Wunsiedel im Fichtelgebirge hat Nauck gezeigt, dass ihre Umwandlung aus Kalkstein durch Einwirkung einer Magnesiabicarbonatlösung erfolgt sei. Die characteristischen Jura-Dolomite der fränkischen Schweiz, in der Umgegend von Streitberg, Muggendorf und Gailenreuth, mit ihrem Reichthum an Höhlen und ihren wilden, zerrissenen, ruinenhaften Felsformen sind nach den gründlich dargelegten Ansichten von Pfaff ebenfalls aus Kalksteinen entstanden, durch welche magnesiabicarbonathaltige Gewässer circulirten. So beschaffene Lösungen als Sickerwasser, Quellen, Bäche, Flüsse und Seen, oder in die Meerbusen einmündend, wandelten die ihr Bett bildenden kohlensauren Kalke allmählich in Dolomit um. Für die Dolomite des Hainbergs bei Göttingen

machte Hausmann dieselbe Bildungsweise aus Kalksteinen sehr wahrscheinlich.

Bei diesen Processen, durch welche mithin die Umwandlung der magnesiafreiesten Kalksteine in Dolomit möglich ist, ist es, worauf Volger aufmerksam gemacht hat, nicht erforderlich, dass das Wasser Magnesiacarbonat mit Ausschluss von Kalkcarbonat enthalte; denn die freie Kohlensäure wird immerhin so viel vom Kalkcarbonat, sei es aus ihrer eigenen Zufuhr oder aus dem Kalkstein oder aus beiden wieder mit sich im Wasser fortführen, als zur Bildung des Doppelsalzes nicht verwandt werden kann.

Doch bieten sich uns zur Erklärung der Dolomitbildung auch noch andere Wege dar. Grandjean suchte die Bildung der nassauer Dolomite aus Kalken, welche ursprünglich einen geringen Gehalt an Magnesiacarbonat besassen, dadurch zu erklären, dass der überschüssige kohlensaure Kalk aus ihnen durch Gewässer fortgeführt sei. Es ist dies ein ähnlicher Vorgang wie die bereits oben erwähnte Einwirkung der Essigsäure auf magnesiahaltige Kalksteine, aus welchen durch sie nur kohlensaurer Kalk ausgezogen wird; um so mehr also wird die kohlensaure Magnesia von Gewässern verschont werden, welche nur eine geringe Menge atmosphärischer Kohlensäure enthalten. G. Bischof hat die Wirklichkeit dieses Processes durch Experimente nachgewiesen, und er äussert sich darüber wie folgt: »Es ist daher unzweifelhaft, dass durch die auflösende Wirkung der Gewässer, seien es Meteor- oder Meerwasser, welche magnesiahaltige Kalksteine durchdringen und auswaschen, die kohlensaure Magnesia in den zurückbleibenden Kalkmassen mehr und mehr concentrirt wird, und es steht der Annahme nichts entgegen, dass diese Extraction endlich bis zu gleichen Aequivalenten kohlensaurer Magnesia und kohlensaurer Kalkerde fortschreiten und demnach Dolomit gebildet werden kann.«

Wird auf diese Weise ein magnesiahaltiger Kalkstein gewissermaassen durch Auslaugung dolomitisirt, so muss das Gestein ebenfalls mehr oder weniger cavernös und locker werden. Nur solche Kalksteine sollen indessen nach Bischof dieser Dolomitisation fähig sein, welche keine oder wenig Silicate enthalten.

Rücksichtlich dieser Theorie ist daran zu erinnern, dass die Korallen z. B. schon einen ursprünglichen, nicht unbedeutenden Gehalt an kohlensaurer Magnesia besitzen, worauf Damour und Dana

aufmerksam gemacht haben. Forchhammer wies in Kalksteinen, welche von organischen Wesen herrühren (Kreide, Phryganeenkalk) 0.371—1.01 pct. und in 17 verschiedenen Korallen und Meeresthierschaalen 0.118 — 7.664 pct. kohlensaure Magnesia nach; die grössten Mengen fand er bei Serpula sp. (7.644), Isis hippuris (6.362), Serpula triquetra (4.455), Corallium nobile (2.132); vgl. auch S. 207.

Fassen wir nunmehr das einzeln über die Frage der Dolomitbildung erörterte zusammen, so ergibt sich, dass der directe Absatz mancher Dolomitmassen erwiesen ist, dass aber in sehr vielen Fällen die Dolomite als Umwandlungsproducte der Kalksteine zu betrachten sein werden. Was den Umwandlungsprocess selbst betrifft, so ist man zu der Ueberzeugung gelangt, dass weder Gase und Dämpfe denselben vermittelt haben noch siedendes Meerwasser und hoher Druck dabei im Spiele gewesen sind, sondern dass er auf einfache Zersetzung vermittelst durchsickernder Gewässer sich gründet. Beiden Theorien, sowohl derjenigen der Umwandlung von magnesiafreien Kalksteinen durch Magnesiabicarbonatlösung, als der der Auslaugung der magnesiahaltigen Kalksteine durch gewöhnliche Gewässer mit geringem Gehalt an atmosphärischer Kohlensäure wird man die Berechtigung nicht versagen können. Die Bildung derjenigen Dolomite aber, welche mit Gypsen zusammen vorkommen, aus diesem Grunde durch gelöste schwefelsaure Magnesia erfolgt anzusehen, scheint vorderhand nicht gestattet, da die Versuche, welche die Nachbildung dieses Processes bezweckten, nur unter ganz aussergewöhnlichen Bedingungen angestellt wurden, und selbst so nur dürftig befriedigende Resultate ergaben.

Die Ansicht, dass die Dolomite überhaupt Umwandlungen von Kalksteinen seien, ist so alt, wie die Frage nach der Dolomitbildung selbst. Hauptsächlich die Lagerungsverhältnisse des Dolomit und die Art und Weise seiner Verknüpfung mit Kalksteinen führten auf diese Anschauungsweise hin. Die ausserordentlich gestörte ja zertrümmerte Schichtung mancher Dolomite reimte man früher mit einer gewaltsamen, nebenbei mechanische Effecte bewirkenden Metamorphose durch Dämpfe. Andererseits war es der an sehr vielen Stellen beobachtete Uebergang aus Kalkstein in Dolomit, welcher den Gedanken erzeugte, dass hier eine Umwandlung des einen Gesteins in das andere vorliege. Von den vielen Beispielen, welche man von solchen Uebergängen gesammelt hat, sei nur das aus der

Gegend von Kleinlinden bei Giessen erwähnt, wo nach Klipstein Dolomit über den Kalkstein sich ausbreitet und in den Kalkstein mit zwei gangförmigen Streifen hinabsetzt, und wo an keinem Punkte eine Grenze zwischen beiden Gesteinen ersichtlich ist, sondern überall ein allmählicher Uebergang stattfindet. Bei solchen Uebergängen beobachtete man natürlicherweise eine Schwankung im Magnesiacarbonatgehalt, und fasste man nebenbei ins Auge, dass die Begrenzung zwischen Dolomit und Kalkstein eine sehr unregelmässige ist, dass das eine Gestein oft zweigförmig in das andere hineingreift, so fand man mit Recht in allen diesen Punkten ebensoviele Bestätigungen für einen vor sich gegangenen Umwandlungsprocess. Damit stand alsdann auch die oft erkannte Thatsache in Zusammenhang, dass die Schichtung des Kalksteins im Dolomit ausserordentlich undeutlich wird, oder ganz verschwindet, und auch nur selten wohlerhaltene Petrefacten in den Dolomiten sich vorfinden.

Die gangähnlichen Bildungen von Dolomit im Kalkstein finden darin ihre Erklärung, dass die Dolomitisation längs Klüften und Spalten erfolgte, in denen die Gewässer circulirten. Wenn auch der Zusammenhang, welchen L. von Buch zwischen Dolomitbildung und Eruptivmassen mit Magnesiadämpfen im Gefolge annimmt, nicht existirt, so ist es doch wie dies Naumann hervorhebt, nicht zu läugnen, dass in der That abyssodynamische Bewegungen der Erdkruste als erster Anstoss mancher Dolomitbildung betrachtet werden dürfen, indem dieselben Spaltungen und Zerklüftungen der Gesteine erzeugten und so den gleichfalls hervorgelockten Quellen die Wege anwiesen, auf denen sie die Umwandlung nach chemischen Gesetzen vornehmen mussten.

Man wird vielleicht häufig im Stande sein, nachzuweisen, dass die Dolomitbildung mit den Terrainverhältnissen mehr oder weniger zusammenhängt, indem die Lagerung dieser Gesteine manchmal eine muldenförmige ist, welche als Sammelplatz für Gewässer dient, oder indem die Dolomitmassen von vielen Bachbetten und Thalrissen durchfurcht werden. In den devonischen Kalksteinmulden der Eifel bestehen so fast jedesmal die innersten Schichten aus Dolomit, der seine Entstehung aus Kalkstein den in der Mulde vorzugsweise sich ansammelnden und circulirenden Gewässern verdanken mag. Hauptsächlich geht da die Dolomitisirung vor sich, wo Zerklüftungen und Absonderungen das Eindringen der Gewässer begünstigten.

Dolomieu, Journal de Physique 1791. XXXIX. 3.
Girardin, ursprüngl. Dolom. von St. Alyre, N. Jahrb. f. Min. 1838. 62.
Johnston, urspr. Dolom. von Neesham, Liebig u. Kopp, Jahresber. 1853. 929.
Leube, ursprüngl. Dolomit von Dächingen, N. Jahrb. f. Min. 1840. 372.
Delanoue, ursprüngl. Dolomit, Comptes rendus XXXIX. 1854. 492.
Liebe, ursprüngliche Bildung des Dolomit, Zeitschr. d. d. geol. Ges. VII. 435.
Sterry Hunt ebendar., Bull. d. l. soc. géol. (2) XII. 1855. 1029.
L. v. Buch, Annal. de chim. et de phys. 1822. XXIII; Leonhards mineralog. Taschenbuch 1824. 251. 272. 232.
Heim, geol. Beschreib. des thür. Waldgebirges II. Abth. 5. p. 99—121 (1806).
Collegno, Dolomit durch schwefelsaure Magnesia, Bull. d. l. soc. géol. VI. 1834. 110.
Haidinger, Dolomit durch schwefelsaure Magnesia, Poggend. Ann. LXXIV. 1848. 591; auch N. Jahrb. f. Min. 1847. 862.
v. Morlot, Naturwissensch. Abhandl. v. Haidinger I. 1847. 305; auch N. Jahrb. f. Min. 1847. 862. Comptes rendus XXVI. 1848. 311.
Karsten, dagegen, Archiv f. Min. 1848. 567.
Frapolli, Dolomit durch Chlormagnesiumdämpfe, Bull. d. l soc. géol. (2) IV. 1847. 857.
Favre, Dolomit durch Chlormagnesium, Bull. d. l. soc. géol. (2) VI. 1849. 309; auch Comptes rendus XXVIII. 1849. 364.
Forchhammer, Danske Vidensk. Selsk. Forhandl. 1849. 83. Journ. f. pract. Chemie XLIX. 1850. 52.
Nauck, Dolomit durch kohlens. Magnesia, Poggend. Ann. LXXV. 129.
Grandjean, Dolomit durch atm. Gew. N. Jahrb. f. Min. 1844. 534.
Hausmann, Dolomitbildung, N. Jahrb. f. Min. 1854. 483.
Hunt, Dolomitbildung, Am. journ. of sc. (2) XXVIII. 1859. 170. 365.
F. Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1845. 577. Uebers. der geol. Verh. d. Herzogth. Nassau 1847. 30.
Pfaff, Dolomit des fränk. Jura, Poggend. Ann. LXXXII. 465 und LXXXVII. 600.
Schafhäutl, Zerleg. d. dolom. Kalkst., N. Jahrb. f. Min. 1864. 812.
É. de Beaumont, Volumverminderung bei der Dolomitbildung, Bull. d. l. soc. géol. VIII. 1836. 174.
Damour, Magnesiagehalt der Korallen, N. Jahrb. f. Min 1852. 860.
Dana und Jackson, ebendar., Am. journ. of sc. a. arts 1843. 120 u. 141.
Göbel, Dolomit und Kalksteine des Obersilur Livlands und Esthlands, Dorpat 1854.
G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 1. Aufl. II. 1099—1212; 2. Aufl III. 52.
Th. Scheerer, Beiträge zur Erklärung der Dolomitbildung, Dresden 1865.

Mergel (Marl, marne).

Die Mergelgesteine sind ein inniges Gemenge von Kalkstein oder Dolomit mit Thon (welcher ungefähr 20—60 pct. der ganzen Masse beträgt), wozu ausserdem noch in vielen Fällen eine Beimengung von feinen Quarzkörnern, von Glimmerblättchen, von Oxyden des Eisens und Mangans kommt. Diese Gesteine sind bald dicht, bald schieferig, bald erdig, überhaupt von sehr wechselnder Beschaffenheit und meist von unkrystallinischem Aussehen, obschon ihr vorwaltender Gemengtheil wohl meist im krystallinischen Zustande ausgebildet sein wird. Sie halten vermöge ihrer Zusammensetzung gewissermassen die Mitte zwischen krystallinischem und Schlammgestein. Oft treten auch bituminöse Theile als Beimengung hinzu. Unreine graue Farben herrschen, aber auch gelblich, bräunlich, röthlich, bläulich und grünlich gefärbte Mergel kommen vor. Die grüne Farbe der Mergel stammt nach G. Bischof meist von einer innigen Beimengung von Grünerde her, welche wahrscheinlich ein Reductionsproduct des Eisenoxyd ist. Durch starken Bitumengehalt erscheinen die Mergel selbst schwarz gefärbt.

Die Härte beträgt kaum 3 und ist in der Regel geringer, als die des gewöhnlichen Kalksteins oder Dolomit. Beim Anhauchen entwickeln sie einen mehr oder weniger starken Thongeruch. Die Mergel haben die Eigenschaft, an der Luft sich allmählich aufzublättern und alsdann in kleine würfelähnliche Bröckchen zu zerfallen, welche zuletzt zu Erdkrume werden. Je geringer der Thongehalt ist, desto weniger tritt dieses Zerfallen an der Luft hervor. Im Bruch sind die Mergelgesteine erdig bis dicht und zeigen nur matten oder schimmernden Glanz. Behandelt man die Mergel mit Salzsäure, so lösen sich die thonarmen und kalkreichen ziemlich leicht mit Zurücklassung der unlöslichen Beimengungen, des Thones, des Quarzsandes, der etwa vorhandenen Glimmerschüppchen. Die thonreichen und dolomitischen Mergel lösen sich aber erst, wenn sie gepulvert sind und zeigen im derben Zustand auch meist keine Spuren eines Aufbrausens.

Aus der Zusammensetzung der Mergel folgt, dass sie durch das Ueberhandnehmen der einen oder andern Beimengung in Kalksteine, in Dolomite, in Thone, in kalkige und mergelige Sandsteine übergehen können.

Von eingewachsenen Mineralien sind zu erwähnen: Krystalle

von Kalkspath und Dolomitspath meist in Drusen und Nestern; Bergkrystalle, einzeln eingesprengt und zu Drusen zusammengruppirt; Gypsspath, darunter die bekannten fusslangen Krystalle vom Montmartre bei Paris; Glimmerschuppen, stellenweise nicht selten; Cölestin in Nieren, ebenfalls am Montmartre; bei Stadtberge in Westphalen erscheinen Mergellager mit inniger Beimengung von chloritischer Substanz; Eisenkieskrystalle (bei Misdroy auf der Insel Wollin enthält ein bläulichgrauer, sehr thoniger Mergel bis centnerschwere Knollen und Platten von Eisenkies; Zeitschr. d. d. geol. Ges. XII. 557); Pechkohle in schmalen Adern. Die Mergelschiefer beherbergen Erze verschiedener Art.

Nach der Textur kann man unterscheiden:

dichten Mergel, ohne Zeichen der Schieferung; dazu der Tutenmergel (vgl. S. 87);

schieferigen Mergel, Mergelschiefer, oft bituminös;

erdigen Mergel, oft zerreiblich.

Rücksichtlich der Mengung pflegt man zu unterscheiden:

Kalkmergel, ein Mergel mit vorwaltendem Kalkgehalt, bis zu 75 pct. kohlensauren Kalk und höchstens 25 pct. Thon enthaltend; mit dichtem, erdigem, sehr häufig schieferigem Gefüge (alsdann gewöhnlich einfach Mergelschiefer genannt). Die Farbe ist vorwiegend schmutziggelb oder lichtgrau; meistens deutlich geschichtet, oft in dünnen Platten. Der bekannte lithographische Stein von Solenhofen in der schwäbischen Juraformation ist solcher dünnschichtiger Kalkmergel. Der Kalkmergel (Plänerkalk) aus dem Ohmgebirge enthält nach J. G. Bornemann: kohlensauren Kalk 74.07; kohlensaure Magnesia 0.25; Thon 21.57; Eisenoxyd 1.45; Thonerde 0.82; Kali 0.12; Wasser 1.56. Vgl. auch S. 209.

Dolomitmergel, mit vorwiegendem Dolomitgehalt, dem Kalkmergel im Aeussern sehr ähnlich; diese Mergel brausen aber nur im gepulverten Zustand mit Säuren und sind auch meistens etwas härter und schwerer, als die Kalkmergel. Zu den dolomitischen Mergeln gehören die mächtigen bunten Mergel, welche in der Keuperformation vielverbreitet sind. In dem grünlichgrauen dünnschieferigen Dolomitmergel von Tübingen (Keupermergel) fand Ch. G. Gmelin: kohlensauren Kalk 14.56; kohlensaure Magnesia 19.10; Eisenoxyd 3.40; Thonerde 3.92; Thon 59.12. Spec. Gew. = 2.684.

Thonmergel ist ein Mergel mit vorwaltendem, bis zu 80

pct. steigendem Thongehalt und zurücktretendem kalkigem und dolomitischem Antheil; wegen des geringen Gehalts an kohlensauren Erden braust er viel langsamer und weniger. Die Thonmergel saugen begierig Wasser ein. Beim Behandeln mit Säuren bleibt ein beträchtlicher Rückstand. Ein gelber Thonmergel der Keuperformation aus dem Rottelser Graben in Würtemberg enthält nach Gräger: kohlensauren Kalk 12.63; kohlensaure Magnesia 9.76; Eisenoxydul 2.01; Thon 73.41; Thonerde 0.74; Manganoxyd 0.44; Wasser 1.39 (100.38).

Sandmergel ist ein mit vielen Quarzkörnchen gemengter Mergel.

Glimmermergel mit vielen hinzugemengten Glimmerblättchen, z. B. ausgezeichnet im Bassin der Loire (craie micacée Dujardin).

Bituminöser Mergelschiefer (bituminous marl-slate; schiste cuivreux et marneux, schiste marno-bituminifère) ist ein durch beigemengtes Bitumen dunkelgrau, schwärzlichbraun, selbst schwarz gefärbter Mergel, welcher deutliche, geradlaufende oder wellenförmige Schieferung besitzt. Er ist meist fest, im Bruche matt bis schimmernd; der thüringische bituminöse Mergelschiefer besitzt nur kohlensauren Kalk, keine Magnesia, ist also kein dolomitischer Mergel. Durch die Verwitterung oder beim Glühen wird er bleich und riecht stark nach Bitumen. Der bituminöse Mergelschiefer von Klein-Nenndorf unfern Löwenberg in Schlesien enthält nach Gaffron: kohlensauren Kalk 41.17; kohlensaure Magnesia 1.97; kieselsaure Thonerde 21.55; kieselsauren Kalk 10.45; kieselsaures Eisenoxydul 6.35; flüchtige Substanzen 18.51. Nicht selten führen die bituminösen Mergelschiefer Erze eingesprengt, namentlich sind die zur thüringischen Zechsteinbildung gehörenden sehr reich an Kupfererzen, daher sie auch Kupferschiefer genannt werden; in ihnen kommen besonders häufig vor: Kupferglanz, Kupferkies, Buntkupfererz, Eisenkies und die Zersetzungsproducte Malachit und Kupferlasur; als seltener eingesprengte Erze werden erwähnt: Kupferindig, gediegen Kupfer, Rothkupfererz, Kupferschwärze, Fahlerz, gediegen Silber, Bleiglanz, Zinkblende, Molybdänglanz, Speiskobalt, Kupfernickel, gediegen Wismuth, Kobaltblüthe, Nickelblüthe. Auch einen Vanadingehalt hat Kersten in dem Kupferschiefer nachgewiesen (Karstens und v. Dechens Archiv XVI. 1842. 370), welcher wahr-

scheinlich als Volborthit darin vorhanden ist. Das Bitumen, welches in feinster Vertheilung das ganze Gestein imprägnirt, hat sich stellenweise zu kleinen Erdpechkörnchen concentrirt; Pechkohle bildet bisweilen kleine Lagen und Trümer. Die stark bitumenhaltigen Kupferschiefer zeichnen sich durch sehr dunkle sammtschwarze Farbe und durch flachmuscheligen Bruch aus. Die Erze sind oft in kaum sichtbarer Feinheit, oft als Körner eingesprengt, manchmal bilden sie Anflüge auf den Schichtungsklüften oder kleine Platten. Kleine glänzende Glimmerschüppchen sind nicht selten, kleine mürbe Kalkspathkörner, welche hier und da (z. B. zwischen Gross-Camsdorf und Gosswitz) auftreten, erscheinen als weisse Flecken. Characteristisch für den thüringischen Kupferschiefer ist der Gehalt an fossilen Fischresten, welche in grosser Menge der Schichtung parallel, meist auf dem Rücken liegend, darin vorkommen (namentlich Palaeoniscus Freieslebeni, Platysomus gibbosus, Pygopterus Humboldti), häufig mit Kupfererzen durchzogen oder überkrustet, häufig auch in eine schwarze, glänzende, kohlige Substanz umgewandelt. Auch Fucoidenreste finden sich nicht selten im Kupferschiefer. In Mansfeld umgibt das Kupferschieferflötz »völlig wie ein Kleid, durch Lagerungsstörungen in manchfachen Faltenwurf gebracht«, das Rothliegende, und so dünn diese schwarze Hülle von höchstens zwei Fuss Mächtigkeit auch ist, so liegt es ihm doch überall an. In der Liasformation treten auch ausgezeichnete bituminöse Mergelschiefer (Oelschiefer) auf.

Bituminöse Mergel bilden gleichfalls Glieder der Braunkohlenformation von Häring in Tyrol, der tertiären Süsswasserbildungen von Oeningen in Baden und von Aix in der Provence.

Vgl. über den Kupferschiefer:

Freiesleben, geognost. Arbeiten III. 51. 301. Geognost. Beitr. z. Kenntn. d. Kupfersch.-Gebirges, Freiberg 1807—15.
Plümicke in Karstens u. v. Dechens Archiv XVIII. 138.

O o l i t h i s c h e M e r g e l, in welchen dichte oder concentrisch-schaalige Kalksteinkügelchen durch ein rein thoniges oder mergeliges, häufig durch Eisenoxydhydrat gefärbtes Bindemittel verkittet sind; es sind dieselben Gesteine, deren früher (S. 213) als Rogensteine bei den Kalken gedacht wurde.

G l a u k o n i t m e r g e l sind ähnliche Gebilde, in denen ein Bindemittel von Kalkmergel mehr oder weniger zahlreiche Glaukonit-

körnchen verkittet. Meistens scheinen es nach mikroskopischen Untersuchungen kleine Organismen zu sein, aus denen diese Glaukonitkörnchen bestehen.

G y p s m e r g e l heisst der Mergelschiefer, welcher vielfach von Adern und Trümern von Fasergyps durchzogen ist.

Die Mergel lagern fast ausschliesslich in den sandigen und kalkigen Bildungen der verschiedenen Formationen; obschon im Ganzen betrachtet die mergeligen Gesteine in den jüngern Formationen an Häufigkeit zunehmen, so kennt man sie doch schon in der ältesten derselben; so erscheinen Mergelschiefer in Verbindung mit den silurischen Kalksteinschichten in der Umgebung von Christiania, mit den devonischen Kalksteinschichten der Eifel auf der linken, und von Refrath und Bensberg auf der rechten Rheinseite, und jenen gleichalterigen, weitverbreiteten Gesteinen im westlichen Russland. Thonreiche Mergelschiefer fehlen auch nicht zwischen den Schieferthonen der Steinkohlenformation. In der Zechsteinbildung Thüringens treten die schon erwähnten bituminösen Mergelschiefer auf, lagernd auf den grauen, manchmal mergeligen Sandsteinen und feinkörnigen Conglomeraten des sog. Grauliegenden, überlagert von dem meist dunkelfarbigen, glimmerhaltigen Mergelschiefer des »Dachflötzes«, über welchen sich der Zechstein, ein zäher und fester, grauer, thoniger Kalkstein ausbreitet. Die oberste Abtheilung der Buntsandsteinformation ist vielorts zum grossen Theile aus bunten, rothen und graugrünen thonigen Mergeln zusammengesetzt, in Verbindung mit Thonen und Schieferletten. Im Muschelkalk kommen ebenfalls viele, mehr oder minder mächtige Mergelablagerungen vor, unter denen auch dunkele bituminöse Mergel nicht fehlen. Bezeichnend für die Keuperformation ist der grosse Reichthum an bunten Mergeln: Lagen von meist blaurothen, auch grünen, gelben, braunen, grauen, bläulichen Farben, wechseln mit einander ab, oder eine und dieselbe Schicht ist abwechselnd verschiedenartig gefärbt. In der Liasformation, zumal in ihrer obern Etage sind Kalkmergel und bituminöse Mergelschiefer in Verbindung mit Schieferthonen häufig; letztere sind reich an organischen Ueberresten und Eisenkiesen. Weniger verbreitet, aber dennoch hier und da ziemlich mächtige Lager bildend sind die Mergelgesteine in dem braunen Jura. Im Gebiete des weissen Jura finden sich dagegen in vielen Gegenden zahlreiche Mergelablagerungen,

namentlich in den untersten und obersten Etagen. Vorwiegend aus kalkigen Mergeln besteht der Purbeckkalk, die untere Abtheilung der englischen Wealdenformation, welche auch in Deutschland reich an Mergeln ist. Die Kreidegruppe ist ebenfalls reich an Mergeln, namentlich der Gault und die Turonbildung oder der Pläner. Ausserordentlich entwickelt sind die mergeligen Gesteine in der Tertiärformation.

Aus der Reihe der Sedimentärformationen seien diejenigen Mergelablagerungen erwähnt, denen man wegen ihrer festen geologischen Stellung einen besondern auf äussere Kennzeichen, Localitäten oder Petrefacteneinschlüsse gegründeten Namen gegeben hat:

Bituminöser Mergelschiefer oder Kupferschiefer in der Zechsteinbildung.

Wellenmergel, dünnschichtige Mergel des Muschelkalks (namentlich des untern) mit stark undulirter Schichtung.

Bunte Keupermergel, namentlich zur mittlern Etage des Keupers gehörig, doch auch noch in der obern.

Partnachmergelschiefer oder Bactryllienschiefer (mit Bactryllium Schmidii Heer) zu der obern alpinen Trias (Keuper) gehörend, vertreten in den nördlichen tyroler und baierischen Alpen die untern Glieder der Cassianbildung.

Numismalismergel (Quenstedt), Kalkmergel aus dem Lias γ (mittlern Lias) in Schwaben mit Terebratula numismalis Lam.

Posidonomyenschiefer, dunkle, kalk- und bitumenreiche Mergelschiefer des Lias ε (obern) in Schwaben mit vielen Posidonomyen.

Jurensismergel, lichte Kalkmergel, den Lias ζ (obersten Lias) bildend mit Ammonites Jurensis Ziet.

Fleckenmergel oder Algäuschichten (Gümbel), dünnschichtige dunkle Mergelschiefer, mit Zeichnungen, die von Fucoiden herrühren, zum obern Lias der nördlichen Alpen gehörend.

Pugnaceenmergel (Fromherz), dem mittlern und

Pholadomyenmergel, dem obern braunen Jura des Breisgaus angehörend.

Villarsmergel, das unterste Glied der Neocombildung im schweizer und französischen Juragebirge.

Gargasmergel, dem untern Gault angehörend, in Hannover, Braunschweig und dem Dépt. Vaucluse.

Flammenmergel, ein dem obern Gault angehörendes Glied der Kreideformation des nordwestlichen Deutschlands.

Plänermergel in der Kreideformation, der Turonbildung Westphalens, Sachsens und Böhmens angehörig.

Kreidemergel in der Kreideformation, der Turon- und Senonbildung, namentlich der letztern angehörend (chalkmarl der Engländer).

Cyrenenmergel mit vielen Cyrenen (Cyrene subarata Bronn) in dem miocänen Becken von Mainz.

Subapenninenmergel, pliocän in Oberitalien.

Gyps und Anhydrit.

Gyps und Anhydrit sind einander chemisch und geologisch sehr nahe verwandt; beides ist schwefelsaurer Kalk, nur mit dem Unterschiede, dass Anhydrit wasserfrei ist, während der Gyps fast 21 pct Wasser enthält. Der Gyps ist als Gestein an der Erdoberfläche viel weiter verbreitet als der Anhydrit.

Gyps.

(Gypsum, Chaux sulfatée.)

Kleinköruiger bis dichter, seltener faseriger oder späthiger, wasserhaltiger schwefelsaurer Kalk. Der reine Gyps besteht aus

32.56 Kalkerde
46.51 Schwefelsäure
20.93 Wasser.

Härte = 1.5—2, mit dem Fingernagel ritzbar; spec. Gew. = 2.28—2.4. Schmilzt in der Oxydationsflamme zu weissem Email; bildet auf Kohle im Reductionsfeuer Schwefelcalcium. In Wasser schwer (in 450 Theilen), in Chlorwasserstoffsäure sehr schwer, in Alkoholwasser gar nicht löslich. Auf 120°—130° erhitzt, verliert er sein Wasser vollständig. Hauptsächlich durch die geringe Härte und die Unlöslichkeit in Säuren ist er von manchen ähnlich aussehenden Kalksteinen einfach zu unterscheiden. Späthige, körnige, dichte, faserige Aggregate mit vorherrschend weisslichen Farben, doch auch graue (durch Beimengung von Thon oder Bitumen), gelbe, rothe und braune (durch Eisenoxyd) Varietäten.

Als Gypsvarietäten, welche durch die Texturverschiedenheit erzeugt werden, unterscheidet man gewöhnlich:

Späthiger Gyps (Sparry gypsum), Aggregate von grosskörniger Zusammensetzung mit oft fusslangen Individuen; am wei-

testen verbreitet in Polen und Oberschlesien als tertiäre Bildung; bei Wieliczka finden sich lachtergrosse Zwillingskrystalle im Gestein. Sonst meistens nur in kleinern Massen: in der thüringischen Zechsteinbildung, bei Reinhardsbrunn im Herzog-Ernst-Stollen, bei Liebenstein als auseinanderlaufend strahliger Sterngyps; Grube Fondement zu Bex im Canton Waadt; Umgegend von San Jago de Compostella in Spanien.

Fasergyps (fibrous gypsum, chaux s. fibreuse) mit Seidenglanz, meist nur dünne, plattenförmige Trümer oder Lagen im Gypsgebirge, in Thonen und Mergeln bildend; die Fasern stehen fast senkrecht auf der Längserstreckung der Platten; allgemein verbreitet.

Körniger Gyps (granular gypsum, gypse saccharoide), gewöhnlich kleinkörnig oder feinkörnig, oft locker zuckerartig, fast stets weiss, aber auch gelblich, röthlich, oft gefleckt, geadert, gestreift, gewolkt; durch eingesprengte grössere glänzende Gypsspathkrystalle bisweilen porphyrartig (Kittelsthal unweit Eisenach, Hasmersheim in Baden, Griaz im untern Chamounythal in Savoyen; bei Salins und Lons-le-Saunier im Juradép. finden sich zahlreiche rothe Gypskrystalle im grauen mergeligen Gyps). Schuppig-körnig wird der Gyps, indem bei den groben Körnern die Hauptspaltungsfläche sehr stark vorwaltet (Grube Leogang im Salzburgischen, Val Canaria in der Schweiz).

Dichter Gyps (compact gypsum, ch. s. compacte), sehr feinkörnig, am häufigsten, in allen Farbennuancen, aber selten ganz rein, meistens mit Thon und Bitumen gemengt.

Accessorische Gemengtheile: Bergkrystall: Kittelsthal unfern Eisenach, Tonna im Coburgischen, Fahnern bei Langensalza, Golling an der Salza in Salzburg, Recoaro in Venetien. Eisenkiesel: Cervetto, Castelnau de Durban in den Pyrenäen, San Jago de Compostella in Gallicia, Paredes in Guadalaxara (Spanien).

Boracit: Kalkberg bei Lüneburg, Girgenti auf Sicilien. Natroborocalcit: Windsor, Nova Scotia.

Steinsalz: Segeberg in Holstein, Tiede bei Braunschweig, Hasmersheim in Baden.

Glimmer: Val Canaria, Lachs im Coneche-Thal. Talk, Speckstein, ebenfalls in den Gypslagern der Schweiz. Magnesitspath: Hall in Tyrol. Bitterspath: Mitterberg in Tyrol, Miemo in Toscana. Schaumkalk: Oberwiederstädt in Thüringen.

Schwefel: Lauenburg in Hannover, Oberhohne bei Eschwege in Hessen, Golling im Salzkammergut, Radoboj in Kroatien, Umgegend von Lemberg, Thäler von Tarentaise und Maurienne in Savoyen, Fontibagni in Toscana, Aosta in Piemont, Conilla unweit Cadix, Teruel in Aragonien. Realgar und Auripigment: Salzberg bei Hall in Tyrol. Eisenkies: Osterode am Harz, Mühlhausen in Würtemberg, Schildberg bei Lüneburg, Val Canaria in der Schweiz, Pyrenäenthal Arnave. Fahlerz: Altgebirg in Ungarn, Zinkblende: Salzberg bei Hall in Tyrol. Bernstein: Segeberg in Holstein.

In der Form von knolligen Nieren, Nestern und Trümern enthält der Gyps Hornstein, Steinsalz, Anhydrit, Schwefel. Bituminöse Substanzen sind vielfach in den Gypsen vertheilt, oft in so feinem Zustande, dass sie sich nur durch die dunkle Farbe der Gypse und den brenzlichen Geruch, den diese beim Zerschlagen von sich geben, verrathen (Stinkgyps); mitunter sammelt sich das Bitumen zu kleinen Erdpechkügelchen an.

Auch Thon und Mergel sind dem Gyps häufig beigemengt; der Thon ruft ebenfalls dunklere Färbung hervor, die manchmal nur stellenweise in Streifen oder Flecken erscheint. Die meistens mürben Gemenge von Gyps und Thon, in denen bald der eine, bald der andere Bestandtheil vorherrscht, heissen Thongyps. Doch versteht man unter diesem Namen auch graue, grüne, rothe und blaue reine Thone oder Schieferletten, welche theils parallele Lagen von Gyps enthalten, theils zugleich von unregelmässigen Gypsadern durchschwärmt und durchtrümert werden, so dass gewissermassen ein netzartiges Flechtwerk von Gyps entsteht, in welchem bald die horizontalen Lagen, bald die verticalen Schnüre mehr hervortreten. Vor allem häufig treten die Thongypse in der Keuperformation auf.

Nur selten ist der Gyps deutlich geschichtet, gewöhnlich ist er völlig ungeschichtet und enthält auch nur äusserst spärliche Versteinerungen. Wallnuss- bis faustgrosse Kugelbildungen erscheinen hier und da in den Gypsen. Hamilton beschreibt, dass der weisse Alabaster der berühmten Brüche von Castellina in Toscana 20 bis 2000 Pfund schwere Sphaeroide bildet, welche von dem umgebenden grauen Gyps durch eine aus concentrischen Thon- und Gypslagen zusammengesetzte Schaale abgetrennt werden (Qu. journ. of the geol. soc. I. 1845. 283). Häufig ist der Gyps von Zerklüftungen

und unregelmässigen Hohlräumen durchzogen, welche sich mitunter zu grossen Höhlen, den sog. Gypsschlotten ausdehnen. Diese Gypsschlotten haben oft meilenweite Ausdehnung und sind zum Theil mit Wasser angefüllt. Die Dimensionen der Höhlen sind sehr wechselnd, haushohe Gewölbe verengen sich zu schmalen Canälen und schlauchartigen Schloten, die sich wiederum erweitern. Die grossartigsten Züge solcher Schlotten finden sich bei Wimmelburg, Helbra, Sangerhausen u. a. O. im thüringischen Zechsteingyps.

Der Gyps bildet in der Regel grosse Linsen und unregelmässige stockförmige Massen, die Lager sind meist von bedeutender Mächtigkeit und geringer Erstreckung, parallele Schichten sind verhältnissmässig selten. Thon, Mergel, Steinsalz, Anhydrit, Kalkstein sind seine gewöhnlichen Begleiter. Er findet sich in sehr verschiedenen, ja man kann sagen, sämmtlichen Formationen, seine Hauptentwicklung aber fällt in die Zechstein- und Triasformation.

Im Glimmerschiefergebirge:

Am Mocher Berge, nördlich von Winklern in den Kärnthner Alpen, wo ein mächtiger, ungeschichteter Gypsstock zwischen aufgerichteten grünlichweissen Glimmerschiefer- und Quarzschieferschichten liegt (Credner, N. Jahrb. f. Min. 1850. 531). In der Umgegend des St. Gotthardt zieht sich aus dem Val Canaria bis nach Bedretto eine weisse feinkörnige, fast 4000 Fuss mächtige Gypszone (A. Rengger, Beiträge zur Geögnosie, besond. z. derj. der Schweiz 1824. 54).

In der Silur- und Devonformation:

Bei Szamobor in Croatien liegt in der Grauwacke über der Kupferkieslagerstätte ein 80 Fuss mächtiger Gypsstock (Lemaire, Ann. des mines 1815. 44). Bei Ixkull, Kirchholm, Dünaburg und andern Orten der liv- und kurländischen Devonformation (L. v. Buch in Karstens und v. Dechens Archiv XV. 1841. 60). In Nordamerica erscheinen die ältesten Gypse an der Basis der palaeozoischen Schichten in dem sog. Calciferous sandrock; nach oben zu hier und da auch in der Clinton- und Niagaragruppe, bis in der Onondaga-Salzgruppe im Obersilur New-Yorks und Canadas zahlreiche Gypse auftreten; letztere haben die begrenzenden Schichten des Silurkalks aufgerichtet und gestört (Am. journ. of sc. a. arts (2) VI. 1849. 176).

In der Steinkohlenformation:

Bei New-River in Virginien ist nach Rogers dem Kohlenkalk-

stein eine mächtige Gypsmasse eingelagert (Edinb. new phil. journ. V. 1857. 360). In der untern Kohlenformation von Neuschottland kommen mit Kohlenkalkstein, Thonen und rothen Mergeln mehrere tausend Fuss mächtige Gypsmassen vor (Big Rock Fundy Bay); dasselbe ist auf der Insel Cape Breton der Fall.

In der Dyasformation:

Der Gyps besitzt in der obern Zechsteinbildung Thüringens stellenweise beträchtliche Ausdehnung. Eine grosse Gypsmauer umgibt in einem sechs Meilen langen Zuge den Südrand des Harzes von Osterode bis nach Sangerhausen (der Katzenstein bei Osterode, der Hohnstein bei Ilfeld 430 Fuss hoch über dem Spiegel der Zorge aufragend, der Sachsenstein bei Walkenried). Dolomit, Rauchwacke und Stinkstein sind die Begleiter des graulichweissen Gyps, dessen ungeschichtete mächtige Stöcke im Innern aus Anhydrit bestehen. Sehr verbreitet ist der Gyps im Mansfelder Becken und am Südrande des Kyffhäusers bei Badra und Jechaburg. Am Nordwestrande des Thüringerwaldes bildet der Gyps ebenfalls einen fast ununterbrochenen Zug; bei Reinhardsbrunn kommt ausgezeichneter späthiger Gyps vor. Am Südrande des Thüringerwaldes tritt zwischen Liebenstein und Herges weisser körniger Gyps auf.

In der permischen Formation Russlands erscheint der Gyps unter ganz ähnlichen Verhältnissen, wie in Thüringen. Eine nahezu anhaltende Gypszone zieht sich von Orenburg bis jenseits des 60.⁰ n. Br.; auch zwischen Kasan, Ufa und Samara, sowie bei Barnukowa im Gouvern. Nischnej-Nowgorod lagern weitverbreitete und mächtige Gypsmassen. Die von de Verneuil als zur Steinkohlenformation gehörend beschriebenen sehr ausgedehnten Gypslager, welche hoch oben im Norden an der Dwina und Pinega vorkommen und so mächtig sind, dass bei Zaborskaja das Bett der Dwina 10 Lieues weit in Gyps eingeschnitten ist, sind ebenfalls der permischen Formation zuzurechnen.

In der Triasformation sind Gypse ausserordentlich verbreitet, so z. B. in den die untere Etage des Buntsandsteins bildenden Schieferletten Thüringens und Mansfelds; eigenthümlich sind die überaus unregelmässigen Formen dieser Gypsstöcke, welche mit keilförmigen und spitzigen Verästelungen in die begleitenden Thonmassen eingreifen und durch Klüfte im Innern vielfach in Stücke zerborsten sind, welche durch rothen Thon oder Fasergyps wieder

verkittet werden. In der mittlern Etage des Buntsandsteins kennt man Gypsstöcke bei Tilleda, Nebra, Schirmbach, bei Wiederstädt und Laublingen an der Saale. Die mächtigsten Gypsablagerungen des Buntsandsteins enthält dessen obere Etage: bei Hainroda in der Umgegend von Worbis sind sie über eine Meile weit ausgedehnt und stellenweise 100 Fuss mächtig; am Hausberge bei Jena beträgt die Mächtigkeit des Gyps bis zu 200 Fuss. Die Gypse des Buntsandsteins sind meistens durch eine thonig-chloritische Beimengung grünlichgrau gefärbt. Die Werfener Sandsteinschichten enthalten in den Salzburger Alpen und bei Hall in Tyrol mächtige Einlagerungen von Gyps.

Im Muschelkalk ist es namentlich die sog. Anhydritgruppe, in welcher der Gyps theils selbständige Stöcke, theils die äussern Umhüllungen um Anhydritstöcke bildet, stets in Verbindung mit dolomitischen Mergeln und Steinsalz: am Ostabfall des Schwarzwaldes, in den untern Neckargegenden, bei Sulz in Würtemberg. Auch die Gypse von Lüneburg und Segeberg gehören der Muschelkalkformation an. Mächtige Stöcke von weissem Gyps, lagernd in rothen Thonen, die dem Muschelkalk äquivalent sein sollen, finden sich nach Jules Marcou im westlichen Nordamerica (Bull. d. l. soc. géol. (2) XII. 864).

Im Keuper treten die meistens röthlichweiss oder roth gefärbten Gypse vorwiegend in der mittlern Etage der bunten Mergel und zwar in deren untern Abtheilung auf. Diese bunten Mergel und Thone sind stellenweise von zahllosen dicht nebeneinanderliegenden Trümern und Adern von Gyps durchzogen. In der badischen und würtemberger Keuperformation sind die Gypse sehr reichlich vertreten. Dem Keuper gehören auch die Gypsbildungen im Dép. des Jura an, welche sich von Salins über Poligny nach Lons le Saunier ziehen; ebenfalls die Gypse im Dép. des Aveyron, wo nördlich bei Rodez der Gyps grosse schichtenartige Lager bildet; südlich bei St. Affrique ist in einem den Gyps bedeckenden Sandsteinconglomerat Gyps das Bindemittel. Der Triasformation ist auch die mächtige, steinsalzführende Gyps- und Anhydritablagerung von Bex im Canton Waadt eingeschaltet.

Im Lias ist der Gyps nur in sehr spärlicher Verbreitung bekannt; so in dem Lias des südwestlichen Frankreich, des Dép. Côte d'or und der Cevennen. Dem ungarischen Liaskalk sind nach

Zeuschner bei Iglo und Pohorella Stöcke von Gyps eingelagert. In der Juraformation scheint so weit bis jetzt bekannt gar keine Gypsbildung stattgefunden zu haben. Die Gypse, welche in der Gegend von Arignac und Bédeillac unfern Tarascon in den Pyrenäen zwischen Jurakalk und Granit lagern, verdanken wahrscheinlich einer später erfolgten Umwandlung ihre Entstehung.

In der Kreideformation finden sich hauptsächlich in Frankreich Gypse entwickelt, bisweilen in beträchtlichen Massen. Dufrénoy erwähnt Gypsstöcke in den Kreidebildungen des Dép. der Charente inférieure bei St. Jean d'Angely, Rochefort, Cognac; Coquand Gypslager von Auriol und Roquevaire unweit Marseille; nach Scipion Gras kommen sie auch im Dép. der Basses Alpes (bei Senez) und im Dép. der Drôme vor, nach Crouzet in den Kreidebildungen des Adour. In der deutschen Kreideformation scheinen die von A. Römer erwähnten kleinen Gypsstöcke aus dem Hilsthon der Gegend von Alfeld die einzigen zu sein. Nach Ville ist die Kreide Südalgiers reich an mächtigen Gypslagern (z. B. bei Laghouat).

Aus der Tertiärformation sind hauptsächlich die Gypse des Pariser Beckens (namentlich am Montmartre sehr entwickelt) aufzuführen, welche zwischen dem Kieselkalk von St. Ouen und den Mühlsteinquarziten von St. Brie gelagert sind; zahlreiche stockförmige Gypsablagerungen von 5 bis 10, selbst 15 Meter Mächtigtigkeit, reich an Knochen von ausgestorbenen Säugethieren, Vögeln, Fischen und Reptilien, ziehen von Longjumeau und Versailles über Paris und Meaux bis nach Chateau-Thierry. Auch zu Aix in der Provence als Süsswasserbildung. Die gewaltigen Steinsalzlager der Karpathen sind auch von Gypsen begleitet; sie stehen im Zusammenhang mit den tertiären Gypsablagerungen von Czernitz, Krziskoritz, Pschow, Dirschel und Katscher in Oberschlesien, welche v. Carnall, sowie mit denen von Inowraclaw und Wapno in Posen, welche Gumprecht beschrieb. In der Subapenninbildung zu Tortona, Sta Agata und Voghera in Piemont. Auch zu Hohenhöven bei Engen in Baden als tertiäre Süsswasserbildung.

Erwähnenswerth sind noch diejenigen Gypsbildungen, welche sich als Producte von Solfataren, von vulkanischen Exhalationen von Schwefelwasserstoff und schwefeliger Säure darstellen. Bei den isländischen Solfataren von Krísuvík im Südwesten und Reykjahlíd im Nordosten finden sich in den zu Thon umgewandelten Palagonittuff-

massen nicht nur Krystalle von Gyps, sondern grössere Schollen, zusammenhängende Schichten, selbst kleine stockförmige Einlagerungen von Gyps, begleitet von Schwefelkrusten. Gypstrümer von schneeweisser oder blassröthlicher Farbe durchschwärmen nach Fr. Hoffmann den vulkanischen Tuff der Insel Lipari, auch finden vielfache Wechsel von Gypslagen und Tuffschichten statt. Aehnliche Erscheinungen sind aus andern vulkanischen Gegenden bekannt.

Anhydrit.

(Karstenit, Muriacit, wasserfreier Gyps, anhydrous gypsum, chaux anhydro-sulfatée.)

Der Anhydrit ist wasserfreier schwefelsaurer Kalk von der normalen Zusammensetzung:

Kalk . . .	41.18
Schwefelsäure	58.82.

Spec. Gew. = 2.8—3.0; Härte = 3—3.5, dadurch nicht mit Gyps zu verwechseln. Das chemische Verhalten ist dem des Gyps gleich, nur entwickelt er im Kolben kein Wasser. Lichte Farben sind vorherrschend, weiss, graulichweiss, rauchgrau, auch graulichschwarz, häufig hellbläulich, röthlich. Es kommen hauptsächlich körnige und scheinbar dichte Varietäten vor.

Der körnige Anhydrit ist grob- bis feinkörnig, oft schuppigkörnig; der Bruch ist von feuchtem Glasglanz oder von Perlmutterglanz; die dunklern Farben werden durch innige Beimengung von etwas Bitumen, Thon oder Mergel erzeugt; das Gestein ist etwas durchscheinend.

Der dichte Anhydrit ist höchst feinkörnig, der Bruch im Grossen eben und flachmuschelig, im Kleinen splitterig, nur matt schimmernd; manchmal in darmartig gewundenen Massen (Gekrösstein). Innerhalb des körnigen und dichten Anhydrit kommen kleine späthige, strahlige und faserige Massen von Anhydrit vor.

Von accessorischen Bestandtheilen sind zu erwähnen: Steinsalz in Körnern eingesprengt oder sich zu kleinen Nestern anhäufend (Schildstein bei Lüneburg, Berchtesgaden, Aussee bei Salzburg). Glimmer (Val Canaria in der Schweiz). Boracit (Schildstein bei Lüneburg). Der Anhydrit ist wie der Gyps meistens undeutlich oder gar nicht geschichtet, dagegen stark zerklüftet.

Das geologische Vorkommen des Anhydrit fällt mit dem des Gyps zusammen. Er erscheint, mächtige Stöcke und Lager bildend, in den verschiedensten Formationen, geht aber nicht, oder nur sehr selten zu Tage aus, da er an der Oberfläche meistens in Gyps umgewandelt ist. Steinsalz, Thon, Mergel und Kalkstein sind auch hier die vorzugsweise begleitenden Gesteine. Val Canaria in der Schweiz, Osterode, Ilfeld, Walkenried am Harz, Mansfeld, Stassfurt unfern Magdeburg, Sulz am Neckar (von schön blauer Farbe), Lüneburg in Hannover, Tiede und Stadt Oldendorf im Braunschweigschen, Segeberg in Holstein, Hall in Tyrol, Hallein und Aussee bei Salzburg, Berchtesgaden in Bayern, Bex in der Schweiz, Vic in Lothringen, Bochnia und Wieliczka in Galizien.

Aus dem Anhydrit entsteht im Laufe der Zeit durch Aufnahme von Wasser als Umwandlungsproduct der Gyps. So sind Pseudomorphosen von Gyps nach Anhydrit bekannt. Im Grossen geht dieser Umwandlungsprocess in der deutlichsten Weise vor sich. Bei Bex im Canton Waadt werden die auf die Halden gestürzten Anhydritstücke schon innerhalb acht Tagen weisslich, mürbe und zerfallen zu Gypspulver. Die Abwechslung von Hitze und Kälte, von Trockenheit und Nässe begünstigt diese Umänderung. Die meisten oder vielmehr fast alle Anhydritmassen sind nach oben zu, wo sie den Wirkungen der Atmosphärilien ausgesetzt sind und wo die Tagewasser eindringen können, wie erwähnt, in Gyps metamorphosirt, die graue Farbe wird weiss, Glanz und Durchsichtigkeit gehen verloren. Da der Gyps bei gleichem absolutem Gewicht ein bedeutend grösseres Volumen einnimmt, als der Anhydrit, so muss diese Umwandlung des Anhydrit von einer beträchtlichen Ausdehnung seiner Masse begleitet sein. Die Anhydritmetamorphosen zeigen dies deutlich: das Gestein bläht sich auf, grosse Krusten lösen sich ab; in den alten Stollen und Strecken zu Bex findet dieses Losziehen von Schaalen in solchem Maasse statt, dass sie fast unfahrbar werden (s. v. Charpentier in v. Leonhards Taschenb. f. d. ges. Mineralogie 1821. XV. 336—369). Man gelangt dort erst in einer Tiefe von 60—100 Fuss im Innern des Gebirges auf den reinen unveränderten Anhydrit. Rengger machte übereinstimmende Beobachtungen an der Gyps- und Anhydritablagerung des Val Canaria in der Schweiz; v. Alberti wies ganz dieselben Verhältnisse bei den Triasgypsen Würtembergs und Badens nach: »zu

Tage ist nur Gyps, in den Gruben dagegen fast nur Anhydrit sichtbar.« Dieser Gyps ist nach allen Richtungen zerspalten, wo sich Schichtungen zeigen, ist die Masse durch den Zutritt der Atmosphäre aufgebläht. Nach Plümicke treffen alle Schächte, die in den thüringischen Zechsteingyps zu zehn und mehr Lachter Tiefe niedergehen, im Innern Anhydrit.

Die mit der Umwandlung der Anhydritstöcke zu Gyps verbundene Anschwellung hat oft bedeutende Störungen in dem Schichtenbau der angrenzenden Gesteine bewirkt. Die Gypsstöcke in New-York und Canada werden von aufgerichteten und zerbrochenen Silurkalkschichten umgeben, der Gyps im Val Canaria hat die Glimmerschieferschichten stark dislocirt. In der deutschen Trias sind diese gewundenen, aufgerichteten, zertrümmerten und verworren durcheinandergeworfenen Schichten, wodurch ganz abnorme Verbandverhältnisse entstehen, in der Nähe des Gyps eine ganz gewöhnliche Erscheinung (vgl. Hausmann, über das Verhältniss von Gyps und Anhydrit und die Umwandlung des letztern in erstern, im Auszug im N. Jahrb. f. Min. 1847. 594).

Dass die Bildung von Gypskrystallen auf wässerigem Wege vor sich geht, ist allbekannt: In Blasenräumen alter Hüttenschlacken, auf Grubenholz, im alten Mann der Bergwerke, auf alten Kleidungsstücken (Grube Teufelsgrund im badischen Münsterthal) haben sich Gypskrystalle gebildet. Lässt man gepulverten Anhydrit längere Zeit an feuchter Luft liegen, so bedeckt sich allmählich die Oberfläche des Pulvers mit einer Menge mikroskopischer Gypskryställchen. Die Höhlen des Steinsalzgebirges sind oft mit den prachtvollsten Gypskrystallen bekleidet: gypshaltige Wasser lösten das Steinsalz auf, in der dadurch entstehenden concentrirten Soole war der Gyps unlöslich, musste sich also abscheiden.

Manche Geologen haben früher, wahrscheinlich in Berücksichtigung der auffallenden Störung der umgebenden Schichten, den Gyps, oder doch wenigstens den wasserfreien schwefelsauren Kalk, den Anhydrit, als eine eruptive Bildung betrachtet. Friedrich Hoffmann liess den Zechsteingyps als solchen auf eruptivem Wege »unter dem rothen Sandstein her« an die Oberfläche treten (Poggend. Ann. III. 1825. 34; nach dem Besuch der liparischen Inseln scheint er von dieser Ansicht zurückgekommen zu sein). v. Alberti stellte die Meinung auf, dass der Gyps in Form eines Schlammes an die Erd-

oberfläche gelangt sei (Beitrag zu einer Monographie des bunten Sandsteins etc. 1834. 304). Hausmann äusserte 1842 in seiner Schrift »Ueber die Bildung des Harzgebirges« (S. 145): »dass ein grosser Theil des Flötzgypses zu den abnormen Massen gehört und dass namentlich die zum Theil in Gyps umgewandelten Karstenitmassen, welche in der Nähe des südwestlichen und südlichen Harzrandes verbreitet sind, durch ein Emporsteigen ihre jetzige Gestalt und Stellung angenommen haben, zeigt sich ebenso entschieden, als dass die grossen Störungen, welche die ursprüngliche Lage der jüngern Flötze im nordwestlichen Deutschland erlitten hat, mit dem Vorkommen von Gypsmassen im genauen Zusammenhang stehen. Dass der schwefelsaure Kalk sich längs des südlichen Harzrandes in so gewaltigen Massen erhoben hat, wogegen am nördlichen Rande nur wenig davon hervorgedrungen ist, mag wohl darin begründet sein, dass die aufwärts strebenden Massen und die sie unterstützenden Dämpfe dort einen weit geringern Druck zu überwinden hatten.« Virlet d'Aoust suchte ebenfalls die eruptive Natur für viele Gypsbildungen geltend zu machen (Bull. de la soc. géol. (2) I. 1844. 843). Gleichfalls dachte sich Plümicke die Entstehung des Gyps als eine plutonische, und erklärt so die gewaltigen Hohlräume des Gyps als ursprüngliche Blasenauftreibungen. Karsten drückt sich ähnlich wie Hausmann aus, indem er sagt: »Anhydrit und Steinsalz müssen ebenso wie jedes andere plutonische Gestein in stockförmigen Massen durch die Schichten der schon abgelagerten Bildungen getrieben worden sein; sie müssen beim Aufsteigen nothwendig Spalten gebildet und das geschichtete Gestein verdrängt, seine Schichten aufgerichtet und zerrissen haben, um sich den Weg zur Erdoberfläche zu bahnen« (Karstens und v. Dechens Archiv 1848. 551). Ausser den Lagerungsverhältnissen scheinen ihm die Abwesenheit von Petrefacten, sowie der Mangel an Schichtung auf die eruptive Bildungsweise des Gyps hinzudeuten.

Indessen haben diese Theorien im Ganzen nur eines geringen Ansehens sich zu erfreuen gehabt; namentlich sträubte man sich vielfach dagegen, die pyrogene Natur des Gyps anzuerkennen, welcher schon bei 105⁰ sein Wasser verliert. Schon im Jahre 1808 hatte J. C. Freiesleben einen andern Weg betreten, indem er in seinem »geognostischen Beitrag zur Kenntniss des Kupferschieferge-

birges« die Vermuthung aufstellte, dass vielleicht der Gyps ursprünglich Kalkstein gewesen und durch Zutritt von Schwefelsäure die Kohlensäure aus ihrer Verbindung mit dem Kalk ausgetrieben worden sei. L. v. Buch erblickte ebenfalls in dem Gyps einen durch unterirdische Thätigkeit veränderten Kalkstein. Auch später hat man vielfach an Exhalationen von schwefeliger Säure oder Schwefelsäure gedacht, welche, durch Kalksteinschichten ihren Weg nehmend, dieselben in Gyps umgewandelt hätten; Voltz (N. Jahrb. f. Min. 1831. 178), Ami Boué, Gueymard (Bull. de l. soc. géol. XI. 1840. 432), Adrien Paillette (Comptes rendus 1843. Nr. 18), Kurr (N. Jahrb. f. Min. 1844. 38), Coquand (Bull. de l. soc. géol. (2) III, 302), Frapolli (Poggend. Ann. 1846. LXIX. 499 und Bull. de l. soc. géol. (2) IV. 1847. 832, auch N. Jahrb. f. Min. 1847. 609), v. Strombeck (Karstens und v. Dechens Archiv 1848. XXII. 242) haben sich für diese Ansicht bekannt. Frapolli unterscheidet in Thüringen und am Harzrand zweierlei Gypse; die einen seien frühere Kalksteine, welche durch Empordringen von schwefeliger Säure auf Spalten zu Gyps umgewandelt wurden, die andern directe Absätze auf dem Meeresboden, indem aus Spalten sich entwickelnde schwefelige Säure, welche durch Berührung mit dem Meerwasser zu Schwefelsäure wurde, auf den in demselben aufgelösten kohlensauren Kalk eingewirkt und so Gyps gebildet habe. Die allgemeine Bildung des Gyps durch Einwirkung von schwefeligsauren Dämpfen auf Kalkstein besitzt indessen nicht die mindeste Wahrscheinlichkeit, da die Entwicklung dieses Gases nur bei vulkanischen Eruptionen bekannt ist. Nepomuk Fuchs sprach die Vermuthung aus, dass der Gyps unterschwefeligsaurer Kalk gewesen sei, aus dem er sich durch Oxydation der Säure gebildet habe (Gelehrte Anzeigen der kgl. Bayerischen Akademie 1838. Nr. 28).

Mit Recht sieht man heutzutage in allem schwefelsauren Kalk, sei er wasserfrei, sei er wasserhaltig, eine Bildung auf nassem Wege. G. Bischof hat sich in seinem Lehrbuche der chemischen und physikalischen Geologie entschieden gegen die plutonische Bildung sowohl des Gyps als des Anhydrit ausgesprochen (vgl. II. Aufl. Bd. I. 846 ff. II. 189), für welchen letztern sie oft vielleicht nur aus dem Grunde geltend gemacht wurde, weil er eben ein wasserfreies Gestein ist. Die Chemie bietet mehrere Beispiele dar, wie Salze unter verschiedenen Umständen mit und ohne Krystallwasser krystal-

lisiren können. Aus einer gesättigten Lösung von schwefelsaurem Natron bilden sich bei einer Temperatur von 26⁰—32⁰ R. grosse wasserfreie Krystalle dieses Salzes; wird die in der Wärme gesättigte Auflösung so abgekühlt, dass sie zwischen 12⁰ und 24⁰ R. zu krystallisiren anfängt, so schiesst das schwefelsaure Natron mit dem grössten Wassergehalt an. Diese Erscheinungen lassen schliessen, dass sich auch der schwefelsaure Kalk aus wässeriger Lösung unter verschiedenen Verhältnissen als wasserfrei oder wasserhaltig abscheiden kann. Diese Umstände dürften nach Bischof in grössern oder geringerm Druck zu suchen sein. Würde z. B. ein Druck von 10 Atmosphären hinreichen, das wasserfreie Salz zu erzeugen, so würde auf dem Boden eines 320 Fuss tiefen Sees der schwefelsaure Kalk als Anhydrit krystallisiren. Ein in einem Dampfkessel bei dem Druck von zwei Atmosphären sich absetzender schwefelsaurer Kalk hielt nach Johnston nur 6.2 pct. Wasser. Die Pfannensteine der Saline von Hall enthalten nach Fehling (Württ. Jahresh. 1849. IV. 37) 63 schwefelsauren Kalk und nur 2.9 Wasser, also zeigt sich hier in der That eine Anhydritbildung auf nassem Wege.

Man hat vielleicht früher allzusehr bei der Erklärung der Gypsbildung an metamorphische Processe gedacht. Weitaus der grösste Theil der Gypse und Anhydrite scheint ein directer Absatz aus Gewässern zu sein. Da indessen der schwefelsaure Kalk sich nicht als solcher in den die krystallinischen Gesteine auslaugenden Gewässern aufgelöst findet, so stellt sich in der gegenseitigen Zersetzung zwischen den in das Meer hinausgeführten schwefelsauren Alkalien und dem Chlorcalcium desselben eine befriedigende Deutung der Entstehung der Gypsmassen dar, wobei zugleich lösliche Chloralkalien entstanden. Bei denjenigen Gypsen, welche aus der Umwandlung von vorhandenem kohlensaurem Kalk hervorgegangen sind, kann es nur der Schwefelwasserstoff gewesen sein, wodurch dieser Process vermittelt wurde. In den Solfataren der Insel Lipari, welche Friedrich Hoffmann so trefflich beschrieb (Poggend. Ann. XXVI. 1832. 1), Islands und anderer vulkanischer Regionen wird der empordringende Schwefelwasserstoff zu Schwefelsäure gesäuert, welche durch das Gestein sickernd, die Kalksilicate desselben zersetzt und zu Gyps umwandelt; zugleich scheidet sich aus dem Schwefelwasserstoff in Berührung mit der Luft Schwefel ab. Coquand sah bei Selvena in Toscana, wie der aus den Spalten eines Kalk-

steins hervordringende Schwefelwasserstoff die Spaltenwände in Gyps umänderte (Bull. de la soc. géol. (2) 1849, VI. 124). Nach Murchison haben die Schwefelquellen von Aix in Savoyen dieselbe Wirkung (Qu. journ. of geol. soc. V. 173). Die Anhydrite von Modane in Savoyen sieht auch Descloizeaux als durch schwefelwasserstoffhaltiges Wasser umgewandelte dolomitische Kalksteine an (Bull. de la soc. géol. (2) XXII. 1865. 25).

Erwähnt sei hier noch die Ansicht Bischofs, dass mancher Schwefel der Solfataren ein Zersetzungsprodukt des Gyps sei; durch die in demselben eingeschlossenen organischen Substanzen wandelt sich der schwefelsaure Kalk in Schwefelcalcium um, Kohlensäure und Wasser oder Wasserdämpfe allein zersetzen dies, Schwefelwasserstoff entwickelt sich und durch Oxydation seines Wasserstoffs scheidet sich auf Kosten des atmosphärischen Sauerstoffs Schwefel ab.

Bei diesen Processen kann sich ein anderer Theil der Schwefelwasserstoffsgasströme zu Schwefelsäure säuern, welche, wenn sie mit Kalk zusammentrifft, wieder Gyps bildet. Indem das aus dem ursprünglichen Gyps entstandene Schwefelcalcium sich durch Einwirkung der Kohlensäure in kohlensauren Kalk umgewandelt hat, können also unter solchen Verhältnissen ältere Gypslager verschwinden und zu kohlensaurem Kalk werden, während jüngere Kalklager zu Gyps sich umbilden.

Nach Sterry Hunt wird die wahrscheinlich noch fortwährend im Gang begriffene Umwandlung des Obersilurkalksteins zu Gyps in West-Canada und New-York durch Quellwasser hervorgebracht, welche einen kleinen Gehalt an freier Schwefelsäure besitzen. Die Quelle von Tuscarora enthält im Liter 4.289 Gramm Schwefelsäure (Am. journ. of sc. (2) VI. 1849. 176. Comptes rendus XL. 1855. 1348).

Der Umstand, dass dem Gyps die Schichtung fehlt, kann keinen Grund abgeben, ihm die Bildung auf nassem Wege abzusprechen, denn der Absetzungsact chemischer Niederschläge aus wässerigen Auflösungen geht in ganz anderer Weise vor sich, wie derjenige mechanischer Niederschläge aus trüben Flüssigkeiten.

Dass die beträchtlichen Dislocationen der Schichten, welche meist in der Nähe von Gypsstöcken zu beobachten sind, sich naturgemäss durch die den Uebergang von Anhydrit in Gyps begleitende Volumvergrösserung erklären lassen, wurde schon früher bemerkt;

vielfach mögen auch diese zertrümmerten Schichten die Folge von Einstürzen im Gypsgebirge sein, in welchem das Wasser nach und nach grosse Höhlungen, die bekannten Gypsschlotten auslaugt, deren Wände häufig mit prachtvollen regenerirten Gypskrystallen bekleidet sind.

Phosphorit.

So nennt man den faserigen bis dichten Apatit, von weisslicher, graulicher, gelblicher, bräunlicher Farbe. Härte = 5 und darunter; spec. Gew. = 3—3.2. Analyse des Phosphorit: I von Logrosan, Estremadura, nach Daubeney (Annal. der Chem. u. Pharm. LV. 116). II ebendesselben nach Naranjo y Garza und Lino Peñuelas. III von Amberg in Bayern (ebendas. CI. 281).

	I.	II.	III.
Fluor	—	2.27	2.09
Chlor	0.20	0.06 (ClH)	—
Phosphorsäure . . .	37.18	40.12	43.53
Kalk	54.08	53.50	53.55
Magnesia	—	—	0.10
Eisenoxyd	3.15	0.61	0.90
Kali, Natron . . .	—	—	0.73
Kieselsäure	1.70	3.10	—
Glühverlust	—	0.79	—
	96.31	100.45	100.90

Der Phosphorit von Amberg enthält etwas Jod. Früher untersuchte ihn v. Gorup-Besanez (Ann. der Chem. u. Pharm. LXXXIX. 221). Einen Jodgehalt besitzt auch nach Mohr der Phosphorit aus dem Lahnthal. Die allgemeine Formel der Apatite (Chlor-Fluorapatite) ist $Ca\,(Cl, Fl) + 3\,\dot{C}a^3\,\dddot{\ddot{P}}$.

Ausgezeichnet ist das Phosphorit-Vorkommen zu Logrosan südöstlich von Truxillo in Estremadura, wo er einen 3 Meter mächtigen, zwischen 60° und 90° einfallenden Lagergang in silurischen Thonschieferschichten bildet, welche seitlich von dem Granitberge San Cristobal begrenzt werden; er stellt eine gelblichweisse, schneeweisse und ockergelbe Masse dar, meist dicht, auch strahlig, faserig, knollig mit häufigen Einschlüssen von Quarzknoten. Neuerdings fand sich auch bei Caceres in Estremadura ein bedeutendes Phosphoritvorkommniss.

Andere weniger ausgedehnte Phosphoritvorkommnisse kennt

man aus Bayern. Bei Amberg liegt auf Grünoolithkalken des Jura und Doggerschichten in der Nähe eines mächtigen Brauneisensteinflötzes Phosphorit, welcher bis über 8 Fuss Mächtigkeit erlangt. Bei Pilgramsreuth bildet er unter bituminösem Schieferthon und einem Braunkohlenflötz eine 2—4 Zoll starke Schicht im sandigen Thone der Braunkohlenformation; bei Fuchsmühl unweit Kemnath und Zottenwies in der Oberpfalz in zerstreuten Nestern auf der Grenze zwischen Basalten und Tertiärschichten. Diese Bildungen gehören dem Tertiär an. Gümbel wies jüngst nach, dass in dem fränkischen Jura von den tiefern Liasstufen angefangen bis in den untern weissen Jura hinein concretionäre Phosphorit haltende Knollen weit verbreitet sind; namentlich finden sich Phosphoritknollen in den Schichten des Ammonites margaritatus (Umgegend von Bamberg) und den Ornaten-Thonen (zwischen Rabenstein und Waischenfeld).

Grauschwarzer dickschieferiger Phosphorit bildet ein wenige Zoll mächtiges Flötz auf den Kohlenzechen Josephine und Adele bei Hörde in Westphalen.

Naranjo y Garza und Lino Peñuelas P. von Logrosan, Bull. d. l. soc. géol. (2) XVII. 1860. 157.
Forbes ebendar. Philosophical Magazine 1865. 344.
M. R. de Luna P. v. Caceres, Comptes rendus LXI. 1865. 47.
Nauck P. v. Pilgramsreuth, Zeitschr. d. d. geol. Ges. II. 41.
Gümbel P. v. Fuchsmühl, Correspondenzblatt des zool.-min. Ver. zu Regensburg 1853. 153.
Gümbel P. aus Franken, Sitzungsber. d. baier. Akad. d. W. 1864. II. 325. N. Jahrb. f. Min. 1865. 349.

Zu dem Phosphorit gehört auch das Sombrerit (Phipson, Journ. of the chem. soc. XV. 277) genannte Gestein von der kleinen westindischen Insel Sombrero, welches dort unter den Guanolagen vorkommt; es ist theils schmutzig rothgrau und enthält dann nicht selten Nester einer aus braunen Bruchstücken palagonitartiger Substanz bestehenden Breccie, theils rein weiss und frei von fremdartigen Einmengungen; in denselben kommen Bruchstücke von recenten Korallen, Steinkerne von recenten Muscheln und Schnecken vor. Die Gesteinsmasse ist mehr oder weniger reiner Phosphorit, von welchem sie durchschnittlich 75 pct. enthält. In den kleinen Hohlräumen und Spalten der weissen Gesteine tritt dieses Mineral als dünne Kruste mit traubiger Oberfläche und strahliger Textur ganz rein und krystallinisch auf, und die stellenweise ursprünglich

in strahligen weingelben Kalkspath verwandelten Korallenröhrchen bilden jetzt meist hohle Pseudomorphosen von Phosphorit nach Kalkspath. Das Gestein war ursprünglich ein der neuesten Zeit angehöriger, durch Hebungen über das Meeresniveau gelangter Korallenkalk, dessen kohlensaurer Kalk durch Lösungen der Guanosalze, phosphorsaures Ammoniak, Kali und Natron in Phosphorit umgewandelt wurde. Die rothgrauen, Palagonit führenden Zwischenlagen rühren vielleicht von der Mengung der Korallentrümmer mit angeschwemmtem Material vulkanischer Ausbrüche her, welche in jenem Inselgebiete nicht selten sind.

Fr. Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1864. 631.

Der Guano besteht gleichfalls zum grossen Theil aus phosphorsaurem Kalk; vgl. diesen als Anhang zu den Kohlengesteinen.

Stassfurtit.

Diese mit dem Boracit dimorphe Substanz stellt eine feinkörnige bis dichte, oft wie zerfressen erscheinende Masse dar, von unebenem bis splitterigem Bruch, einem weissen Kalkstein sehr ähnlich, welche nach G. Rose unter dem Mikroskop als ein Aggregat von ziemlich grossen prismatischen Krystallen erscheint. Das spec. Gewicht beträgt nach Karsten 2.9134, nach F. Bischof 2.667, die Härte 4—5. Gepulvert löst sie sich in erhitzter Salzsäure fast augenblicklich auf.

Nach den Untersuchungen namentlich von Heintz und Sievert soll sich der Stassfurtit chemisch dadurch von dem Boracit unterscheiden, dass derselbe ausser dem lösbaren Chlormagnesiumhydrat, welches ihn vollständig durchzieht, noch gebundenes Hydrat besitzt, vor dem Löthrohr viel leichter als der Boracit schmilzt, sowie durch die Auflöslichkeit in Salzsäure. In chemischer Hinsicht sei er eine Verbindung von 1 Atom Boracit und 1 Atom Wasser mit der Formel $(2\,\dot{M}g^3\,\dddot{B}^4 + Mg\,Cl) + \dot{H}$ und der Normalzusammensetzung: Borsaure Magnesia 87.61; Chlormagnesium 10.42; Wasser 1.97.

F. Bischof fand dagegen, dass vollständig ausgelaugter, und bei 100° C. getrockneter sog. Stassfurtit kein Wasser mehr enthält, und dass er nur als ein durch Chlormagnesiumhydrat verunreinigter und zwar mit dem Lüneburger dimorpher Boracit anzusehen sei; nach ihm besteht er daher nur aus 89.39 borsaurer

Magnesia und 10.61 Chlormagnesium. Steinbecks Untersuchungen haben dieses Resultat bestätigt. Das Hydrat scheint sowohl in verschiedenen Quantitäten hinzugemengt, als auch von den einzelnen Analytikern bald mehr, bald weniger weggeschafft worden zu sein; so soll nach H. Ludwig der Wassergehalt 5.93 betragen.

Der Stassfurtit bildet unregelmässige vereinzelte Knollen bis zu Kopfgrösse in der obersten Abtheilung der Stassfurter Steinsalzlagerstätte bei Magdeburg. In der Regel hat er Carnallit, seltener Tachhydrit kugelförmig oder in schaaligen Absonderungen in sich aufgenommen. Des spärlichen Vorkommens und der Kleinheit seiner Massen wegen verdiente er wohl nicht als Gestein aufgeführt zu werden.

Karsten in Poggend. Ann. LXX. 557. und Karstens u. v. Dechens Archiv XXI. 1847. 492.
Heintz, Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. XIII. 1.
G. Rose, Poggend. Ann. 1856. XCVII. 632. und Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1856. 156.
Rammelsberg, Mineralchemie 1860. 256.
Potyka, Poggend. Ann. 1859. CVII. 433.
F. Bischof, die Steinsalzwerke von Stassfurt. Halle 1864. 35.
Steinbeck, Poggend. Ann. CXXV. 1865. 68.

Schwerspath.

(Heavy spar; baryte sulfatée.)

Schwerspath als selbständiges Gestein ist nur sehr selten gefunden worden. Seine Härte beträgt 3—3.2; das spec. Gew. 4.3—4.7. In chemischer Hinsicht ist er schwefelsaurer Baryt, $\dot{Ba}\dddot{S}$ mit der Normalzusammensetzung: Baryt 65.68, Schwefelsäure 34.32. Das Schwerspathgestein enthält indessen meist Mengen von Kieselsäure, Eisenoxyd, auch wohl von schwefelsaurem Strontian.

Das bedeutendste Vorkommen von Schwerspathgestein ist dasjenige in dem devonischen Thonschiefer von Meggen an der Lenne in Westphalen, welches zuerst 1845 v. Dechen beschrieb, und über welches später v. Hoiningen eingehende Mittheilungen machte. Der Schwerspath ist dicht, von dunkler, schwärzlichgrauer Farbe, einem dunkelgrauen Uebergangskalk ähnlich, mit weissgrauem Strich, flachmuscheligem und splitterigem Bruch und frei von accessorischen Gemengtheilen.

Im Ganzen kennt man hier ungefähr 12 Lager von Schwerspathgestein, zum Theil von beträchtlicher Mächtigkeit, wie z. B. am Eickerter Berge drei Lager auftreten, von denen das liegende

15 Lachter, das mittlere 1 Lachter, das hangende 5 Lachter mächtig ist. Ein Lager ist 230, eine anderes 1500 Lachter lang.

Nach Sandberger bildet feinkörniger bis dichter Schwerspath mit Quarz ein bis 5 Fuss mächtiges Lager im Talkschiefer bei Naurod in Nassau.

Zimmermann beschreibt eine kuppenförmig aufragende Schwerspathmasse am Restberge bei Gittelde im Herzogthum Braunschweig, die mit einem Schwerspathlager in Zusammenhang zu stehen scheint, welches in der Nähe zwischen Brauneisenstein und Stinkstein eingelagert ist. Bei Hersfeld in der Eifel erscheint gleichfalls Schwerspathgestein. Ausser den hier und da aufsetzenden, zum Theil mächtigen Schwerspathgängen kennt man noch einige untergeordnetere Vorkommnisse, wie die oft über fussgrossen Nieren von dunkelgrauem oder schwarzem Schwerspath (Hepatit) aus den Alaunschiefern von Andrarum in Schonen, die Knollen von erdigem Schwerspath in den Thonen der Braunkohlenformation von Nenkersdorf bei Frohburg in Sachsen, die strahlig-faserigen und stengeligen Knollen von graugrünem Schwerspath (Bologneserspath) aus den Mergeln des Monte Paterno bei Bologna.

v. Dechen in Karstens u. v. Dechens Archiv Bd. XIX. 1845. 748—53, und Verhandl. d. naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westph. 1855. 144.
v. Hoiningen, gen. Huene, Verh. d. naturh.V. d. pr. Rh. u.W. 1856. 300.
Sandberger, Uebers. der geol. Verh. d. Herz. Nassau. 11; Jahrb. d. Ver. f. Naturk. im H. Nass. 1850. VI. 7.
Zimmermann, das Harzgebirge 1834. I. 151.
Vilanova, über die Schwerspathablagerung von Laize-la-Ville (Calvados) Bull. d. l. soc. géol. (2) IX. 1852. 388.

3. Kieselgesteine.

Quarzit.

(Quarzfels, Quarzschiefer, Quartzite, Quartzrock, granular Quartzrock, Quartz en roche, Quartz grénu.)

Der Quarzit ist eine körnige bis dichte Quarzmasse von meist grobsplitterigem Bruch und weissen oder grauen Farben. Je nach der verschiedenen Textur unterscheidet man folgende Varietäten:

1. Körniger Quarzit mit kleinkörniger und feinkörniger, stets deutlich krystallinischer Zusammensetzung. Auf Klüften und in Hohlräumen erscheinen die Individuen als ausgebildete Krystalle.

Man kennt auch Quarzite, bei denen das ganze Gestein ein Aggregat von um und um ausgebildeten Quarzkrystallen ist, z. B. bei Reichenbach im Odenwald. Es ist kaum eine Grenze zu ziehen zwischen diesen Gesteinen und den sog. krystallisirten Sandsteinen. Manche körnige Quarzite haben ein ganz sandsteinähnliches oder psammitisches Ansehen, doch vermisst man stets das Bindemittel, welches bei den ächten Sandsteinen die Körner zusammenhält. Einige Quarzite enthalten übrigens unzweifelhafte Quarzfragmente und Quarzgerölle.

2. Dichter Quarzit (quartz compacte), ein höchst feinkörniges bis fast dicht erscheinendes Aggregat kleiner Quarzkrystallkörner. Bei Vergrösserung sieht man stets die krystallinische Zusammensetzung des Gesteins.

3. Porphyrartiger Quarzit; der körnige oder dichte Quarzit enthält bisweilen eine grössere oder geringere Menge von krystallinischen Feldspathkörnern, wodurch ein porphyrartiges Aussehen hervorgerufen wird, z. B. häufig in Schottland, in der Gegend von Christiania und auf dem Gipfel des Goustafjeld in Norwegen, oberhalb Neuland im böhmischen Jeschken-Gebirge. Auch durch einzeln zerstreute grössere Quarzkrystalle entsteht ein porphyrartiges Gefüge.

4. Schieferiger Quarzit oder Quarzschiefer, eine feinkörnige bis dichte Quarzmasse, welche in mehr oder weniger vollkommene Schieferplatten spaltbar und dabei mit einer Paralleltextur versehen ist. Die schieferige Textur wird namentlich dadurch hervorgebracht, dass parallele Blättchen von meist silberweissem oder bräunlichem Glimmer lagenweise vertheilt sind. Die Farbe ist weiss, gelblichweiss oder gelb, der Querbruch erscheint feingestreift oder gebändert. Solche Gesteine sind eigentlich schon zu den gemengten Schiefergesteinen zu zählen und gehen auch durch Ueberhandnehmen des Glimmers in Glimmerschiefer über; auf der andern Seite entwickeln sie sich aus reinem Quarzit und enthalten in gar manchen Fällen nur eine so spärliche Menge von Glimmer, dass dieser gewissermassen nur als ein unwesentlicher Gemengtheil erscheint. Der Vollständigkeit wegen seien sie bei den gemengten Schiefergesteinen abermals erwähnt. Die Glimmerblättchen der Quarzschiefer zeigen häufig eine unverkennbare Streckung; namentlich auf den Spaltungsflächen sind sie oft in sehr deutlicher Weise zu parallelen Streifen zusammengruppirt. Viele schieferige Quarzite

lassen diese Erscheinung wahrnehmen, z. B. die aus dem Hospitalwalde bei Freiberg und aus dem Triebischthale in Sachsen nach Naumann, die von Westervik in Calmar nach Erdmann. Manchmal wird die Paralleltextur der Quarzschiefer auch gar nicht durch die Gegenwart parallel angeordneter Glimmerblättchen, sondern durch eine von Lage zu Lage abwechselnde Beschaffenheit oder Färbung der Quarzitmasse hervorgebracht. Eigenthümlich sind die langgestreckten, mandelförmigen oder stark zusammengedrückt — cylindrischen Quarzkörper von scharf linsenförmigem oder eiförmigem Durchschnitt und mitunter conform - schaaliger Zusammensetzung, deren Masse mit der übrigen Gesteinsmasse vollständig übereinstimmt. Solche Formen, welche mit ihren Axen alle parallel gelagert sind, kommen in manchen Quarzschiefern in ziemlicher Menge vor, z. B. bei Krummendorf in Sachsen, nach Macculloch an schottischen; Naumann erwähnt ähnliches an norwegischen von Laurgaard am Fusse des Dovrefjeld und von Göra im Sundthale (Beitr. z. Kenntn. Norweg. II. 291).

Ausser dem erwähnten Feldspath und Glimmer kennt man noch als unwesentliche Gemengtheile in dem Quarzit: Hornblende, Cyanit (am Horrsjöberg in Wermeland in feinen Körnern so zahlreich eingesprengt, dass der Quarzschiefer himmelblau erscheint, Kolotkina und Urenga im Ural, Bussleton in Pennsylvanien), Pistazit oft ebenfalls in solcher Menge im Quarzit fein vertheilt, dass er denselben grün färbt, häufig auch auf Klüften und Drusen; Granat (z. B. bei Kommotau in Böhmen namentlich in den dem Glimmerschiefer eingelagerten Quarziten), Turmalin, der den Uebergang in Turmalinschiefer vermittelt; Rutil, gleichfalls in dem erwähnten Gestein aus Wermeland und bei Aschaffenburg; Eisenkies, Magneteisenerz, Gold (z. B. in Südcarolina), Zinnstein zu Piriac an der Südküste der Bretagne, Schwefel in grosser Menge bei Ticsan zwischen Quito und Cuenca. Hier und da enthalten Quarzite auch Versteinerungen. Der Quarzit des Hunsrücks von Abenteuer und Binzenberg umschliesst z. B. nach Steininger zahlreiche Abdrücke von Orthis und Spirifer.

Die Härte ist wie die des Quarz = 7, das spec. Gew. = 2.6.

Besonders der schieferige Quarzit zeigt gewöhnlich eine sehr deutliche und oft sehr dünne Schichtung, so dass man sehr häufig ausserordentlich schmale Platten spalten kann. Dieselben sind manchmal sehr glatt und ebenflächig, es gibt aber auch Quarzitschiefer,

deren Schichten sonderbare, hin und her gewundene Biegungen zeigen, wie auf der Insel Anglesea, in Schottland und Norwegen. Der körnige Quarzit ist meistens nur undeutlich geschichtet.

Diese deutlich krystallinischen Quarzite sind hauptsächlich in den ältesten Formationen zu Hause; die Quarzgesteine jüngerer Formationen, z. B. der Limnoquarzit sind vorwiegend kryptokrystallinisch, feuerstein- oder chalcedonähnlich. Meistens bilden die Quarzite Einlagerungen, welche oft solche Dimensionen gewinnen, dass ganze Berge und Rücken aus Quarzit bestehen.

Im Gneiss sind verhältnissmässig weniger Quarziteinlagerungen bekannt, als in den andern alten krystallinischen Schiefern. Die Quarzite bilden sich manchmal augenscheinlich aus dem Gneiss heraus, indem der Quarzgehalt desselben sich sehr reichlich vermehrt, und zuletzt einzelne Lager ausschliesslich daraus bestehen. Ausgezeichnet reich an Quarzitlagern ist der Gneiss des böhmisch-bayerischen Waldgebirges; nach Gümbel zieht theils als mehr oder weniger hoher Wall, theils als zackiger Felsenkamm ein Quarzitlager an 36 Stunden weit von Bodenwähr bis an den Fuss des Dreisessels; v. Hochstetter wies im Böhmerwald ein 12 Meilen weit von Vollmau bis in die Gegend von Hals sich erstreckendes regelmässig zwischen Gneiss und Hornblendegesteine eingeschaltetes Quarzitlager nach. Bei Oberschöna vor Frauenstein, westlich von Kommotau im Erzgebirge, bei Aschaffenburg in Bayern finden sich Quarzitlager im Gneiss. Ihrer Unverwitterbarkeit wegen ragen sie vielfach als schroffe zackige Massen hervor. Nach Scheerer bei Krageröe in Norwegen, nach Necker de Saussure in den schottischen Districten Assynt und Groinar (in colossalen Felsmassen mit scharfen Gräten, Voyage en Ecosse II. 510), auch in nordamericanischen Gneissen.

Die hauptsächlichste Verbreitung gewinnen die Quarzitlager im Glimmerschiefer, wo sie auch vielleicht noch grössere Ausdehnung erlangen. Hier entwickeln sich gleichfalls die Quarzit- und Quarzschiefereinlagerungen durch allmähliche Uebergänge aus dem Glimmerschiefer heraus. Im sächsischen Erzgebirge, in Böhmen, in Schottland, Norwegen, dem Ural kennt man unzählige solcher Lager. Besonders häufig stellen sie sich vielorts im Glimmerschiefer nach der Grenze gegen den Thonglimmerschiefer zu ein. Auch in den Thonglimmerschiefern und zwar hier ebenfalls vorzugsweise an den Grenzen finden sich Quarzite eingelagert (vgl. Thonglimmerschiefer).

In den sog. Uebergangsformationen bilden Quarzite häufig kleinere Stöcke und weithin fortsetzende Lager, welche als kuppenförmige Berge, sowie als langgestreckte mauerähnliche Felsrücken und Kämme aus den leichter zerstörbaren Gesteinen emporragen. Zu der cambrischen Formation gehören die sog. Sugar loafs (Zuckerhüte), in der Umgegend von Dublin. In Shropshire ziehen die zur Unter-Silurformation gehörigen Stiper-stones als ruinenartige 50—60 Fuss hohe Felsgrate 10 engl. Meilen weit einher. Der silurischen Formation sind auch die steilen und zackigen Licke-hyills zwischen Birmingham und Bromsgrove untergeordnet. Die Quarzite der Stiperstones wechsellagern mit kieseligem Sandstein und sandigem Schiefer und die Quarzite der Lickey-Felsen gehen auch in deutlich klastischen Sandstein über; desgleichen enthält die böhmische Silurformation Quarzite. In der Devonformation des Harzes erscheinen Quarzite am Bruchberg, dem Achtersberg und an der hohen Tracht. In dem Devongebirge der Eifel zieht nordwestlich von Prüm, von Brandscheid bis Ormont der hohe schmale Felsenkamm der Schneifel (Schnee-Eifel) zwei Stunden weit fort, auch auf dem Hunsrück kann man nach Steininger mehrere Quarzitzüge verfolgen.

In der Steinkohlenformation sind Quarzite selten. Bei St. Priest in dem französischen Steinkohlengebiet von St. Etienne erhebt sich aus dem Kohlensandstein eine kuppenförmige Erhöhung von Quarzit.

Die Quarzite scheinen der Mehrzahl nach metamorphische Gesteine zu sein, hervorgegangen aus der Umkrystallisirung und der Verfestigung klastischer Sandsteine; manchmal auch stellen sie sich mit grosser Wahrscheinlichkeit als das Resultat von Kieselsäureausscheidungen bei der chemischen Umwandlung der Gebirgsarten dar.

Igelström, Cyanit im Quarzit, Journ. f. pr. Chemie LXIV. 1855. 62.
Gümbel, Quarzite im Bayerischen Walde, N. Jahrb. f. Min. 1855. 173.
v. Hochstetter, Quarzite im Böhmischen Walde, Jahrb. d. geol. R.anst. 1855. VI. 768.
Scheerer, Quarzit im norwegischen Gneiss, N. Jahrb. f. Min. 1846. 800.
v. Andrian und Paul, Quarzite der kleinen Karpathen, Jahrb. d. geol. R.anst. 1864. XIV. 345.

Buhrstone nennt Hitchcock einen feinkörnigen Quarzit mit sehr langgezogenen Poren, welche alle den Schichtungsflächen des Gesteins parallel liegen, von Pittsfield in Massachusetts, wo er als Mühlstein verwandt wird; auch in Georgia, Alabama, bei Charleston,

Süd-Carolina. Vorwiegend ein Glied der Tertiärformation ist er nach Dana (Manual of geology 83, 326, 509) durch die Einwirkung von Kieselsäure-Solutionen auf fossilhaltige Gesteine entstanden.

Report on the geology of Massachusetts, 1838. 41.

Kieselschiefer.

Lydit, Jaspisschiefer, Hornschiefer, schieferiger Hornstein; Lydianstone; siliceous schist; Pthanite (Hauy); Lydienne (d'Aubuiss.).

Der Kieselschiefer ist eine kryptokrystallinisch dichte Quarzmasse, welche durch wenig beigemengten Thon, Kohlenstoff und Eisenoxyd verunreinigt ist; er zeigt daher auch vorherrschend dunkelgraue und schwarze Farben. Er ist unvollkommen dickschieferig, sehr hart und unschmelzbar, im Bruch splitterig bis uneben muschelig. Der Kieselschiefer besitzt auch schmutzig grünliche, röthliche und bräunliche Farben; manchmal sind verschiedene Farben, als Flecken, Flammen und Streifen mit einander verbunden. Die Flecken sind oft scharf begrenzt, und haben eckigen Umriss, wodurch der Kieselschiefer das Aussehen einer Breccie oder eines Conglomerats erhält; so der Kieselschiefer vom Langenberge im Lockwitzthale in Sachsen nach Naumann. Durch die Abwechselung verschieden gefärbter Streifen gewinnt das Gestein ein Ansehen wie Bandjaspis, dem es auch sonst nahe steht.

Der Kieselschiefer ist also der Hauptsache nach Quarzmasse, Dumenil fand in drei Kieselschiefern von Bockendorf bei Hainichen, von Schierke und vom Buchenberg am Harz 96 bis 97 pct. Kieselsäure. Während dies der gewöhnliche Quarzgehalt der reinen Kieselschiefer zu sein scheint, gibt es andere, in welchen bedeutend weniger Quarzmasse und mancherlei Stoffe anderer Art enthalten sind und welche dennoch in ihrem Aeussern vollständig kieselschieferähnlich sind.

I. Reiner schwarzer Kieselschiefer, Geschiebe in der Lenne bei Plettenburg in Westphalen, v. der Mark, Verhandl. d. naturh. Ver. der pr. Rheinl. u. Westph. 1851. 59.

II. Jaspisartiger schwarzer Kieselschiefer von Osterode am Harz. Schnedermann in Hausmann: Ueber die Bildung des Harzgebirges 1842. 77.

III. Dunkelfleisch- bis ziegelrothe Lagen eines roth und

graugrün gestreiften Kieselschiefers (sog. Bandjaspis) von Lerbach am Harz. Schnedermann eb. 79.

IV. Graulichweisse Lagen eines graulichweiss und blaulichschwarz gestreiften Kieselschiefers von Sonnenberg bei Andreasberg, Schnedermann eb. 105.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure . .	78.6	61.24	71.60	61.87
Thonerde . .	9.1	18.75	14.75	0.23
Eisenoxyd . .	—	—	1.41	—
Eisenoxydul . .	—	11.70	—	6.98
Kalk	—	0.05	1.06	25.80
Magnesia	0.5	4.91	Spur	2.11
Kali	—	1.22	0.32	0.33
Natron	—	2.59	10.06	1.02
Kohle	2.6	0.49	—	C Sp.
$\dot{Fe}\ddot{C}$	6.0	—	$\dot{Mn}$ Spur	0.30
$\dot{Ca}\ddot{C}$	2.5	—	—	—
$\dot{Mg}\ddot{C}$	0.7	—	—	—
	100.0	100.95	99.20	98.64

Es geht aus diesen wenigen Analysen hervor, wie ungleichmässig die Zusammensetzung der Kieselschiefer und der völlig kieselschieferähnlichen Gesteine sei, und welche beträchtliche Mengen an fremden Bestandtheilen dieselben bisweilen enthalten. Dumenil fand sogar in einem dunkelgrauen sog. Kieselschiefer von Hasserode am Harz nur 56 pct. Kieselsäure, über 15 Thonerde, nahezu 11 Eisenoxydul, fast 8 Natron, nebenbei geringere Mengen von Kalkerde, Magnesia und ausserdem 3 pct. Glühverlust. Manche kieselschieferartige Gesteine des Harzes sind nach Schnedermann sehr kalkreich und auch eisenoxydulhaltig, daher auch leicht schmelzbar, während der ächte Kieselschiefer völlig unschmelzbar ist. Naumann schlägt für diese leicht schmelzbaren kieselschieferähnlichen Gesteine den Namen Felsitschiefer vor. Auch Kjerulf analysirte solche unächte Kieselschiefer aus dem südlichen Norwegen (Christiania-Silurbecken 1855.35).

Die sehr kohlereichen Kieselschiefer werden durch heftiges Glühen lichter gefärbt. In einigen Kieselschiefervarietäten ist der Kohlenstoffgehalt so bedeutend, dass er als ofenrussähnlicher schwarzer Staub oder selbst als anthracitische Haut von starkem Glanz auf den Fugen und Klüften des Gesteins hervortritt (Hof in Baiern, Wendischbohra bei Nossen in Sachsen).

Manche Kieselschiefer zeigen eine ausgezeichnete durchflochtene Textur: Lamellen von blauschwarzem oder schwarzem Thonschiefer winden sich durch den Kieselschiefer hindurch, welcher dadurch in linsenförmige oder flachwulstförmige Stücke abgetheilt wird, die gleichsam die Maschen des netzartigen Thonschiefergeflechts erfüllen.

Die rein dunkelschwarzen Abänderungen des Kieselschiefers, welche sehr dicht sind und ebenen bis flachmuscheligen Bruch besitzen, hat man Lydit genannt (weil sie nach Theophrast im Fluss Tmolus in Lydien als Geschiebe gefunden werden).

Weisse Quarzadern und feine schmale Trümchen, oft mit den deutlichsten Verwerfungserscheinungen durchziehen sehr häufig den Kieselschiefer nach allen Richtungen. Eisenkies findet sich hier und da als feine Pünktchen oder kleine Körner namentlich in den kohlereichen Kieselschiefern, Magnetkies hin und wieder in den Kieselschiefern von Andreasberg am Harz. Auf den Klüften und Fugen des Kieselschiefers kommen mehrere Mineralien vor, welche wasserhaltige Thonerdephosphate sind. Die Wavellite, welche die Klüfte des Kieselschiefers von Langenstriegis bei Freiberg bekleiden, sind bekannt, ähnliche finden sich zu Diensberg bei Giessen, zu Springhill unfern der Trakton-Abtey in der Grafschaft Cork, Irland. Der orientalische Türkis (Calait) bildet dünne Adern im Kieselschiefer zwischen Nischapore und Meschhed im nordöstlichen Persien. Glocker fand 1850 dünne, traubige, spangrüne Türkis-Ueberzüge auf Klüften des Kieselschiefers von der Jordansmühle bei Steine in Schlesien (Poggend. Ann. LXIV. 633). Breithaupts Variscit erscheint ebenfalls im Kieselschiefer von Messbach bei Plauen im Voigtlande (Journ. f. pract. Chemie X. 506). Organische Ueberreste kennt man nur sehr spärlich im Kieselschiefer; in manchem kohlereichen zur Silurformation gehörigen Kieselschiefer finden sich hier und da Graptolithen. Einige andere organische Reste werden weiter unten erwähnt.

Die Schichtung ist immer sehr deutlich und oft ziemlich dünn ausgebildet. Häufig sind starke Zerklüftungen, welche das Gestein in würfelartige und polyedrische Körper zertheilen. Uebergänge in Quarzit, Thonschiefer und Alaunschiefer sind bekannt.

In den sog. Uebergangsformationen ist die Hauptheimath des Kieselschiefers; dort ist er vorzugsweise mit Alaunschiefern, Thon-

schiefern und Grünsteinen vergesellschaftet. Er bildet Lager ähnlich wie der Quarzit, welche häufig die Eigenthümlichkeit zeigen, dass ihre Schichten sehr stark hin und her gewunden sind, während die umlagernden Gesteinschichten an diesen Krümmungen keinen Antheil nehmen.

Schon in dem vollkommen krystallinischen Glimmerschiefer der südlichen Bukowina sah v. Cotta Lager von Kieselschiefer. Auch in den Thonglimmerschiefern, namentlich in ihren obersten Ablagerungen erscheinen hier und da von Alaunschiefern begleitete Kieselschiefereinlagerungen (z. B. in der Gegend von Andreasberg und Todtenberg am Harz).

Die silurische und devonische Formation enthält an unzähligen Punkten Kieselschieferlager; sie sind noch häufiger als die des Quarzit und ragen in vereinzelten Bergen und Felsen, sowie in langhinziehenden Kämmen auf, meist begleitet von schwarzen Thonschiefern. Lautenthal, Lerbach, Tränkeberg, Schwarzenberg bei Clausthal, im Selkethal im Harz; Schleiz, Pausa und Tanna im Voigtlande; bei Heinrichsruh unweit Greiz kommen Orthis callactis und Orthis Actoniae im Kieselschiefer vor. Von diesen Kieselschieferzügen des Voigtlandes berichtet Naumann, dass ihr Streichen von dem allgemeinen Streichen der umgebenden Gesteinsschichten völlig abweicht, welcher Umstand in der That sehr zu Gunsten der Ansicht Hausmanns spricht, dass manche Kieselschiefer wirkliche Gänge seien, entstanden durch kieselhaltige Quellen. Im südlichen Theil des Thüringer Waldes häufig; Umgegend von Bayreuth und Hof im Fichtelgebirge, bei Langenstriegis südlich von Hainichen in Sachsen; Görlitz und Rohrbach in der Oberlausitz; im böhmischen Silur vielorts, im berauner, rakonitzer, butmerizer Kreis; ausgezeichnet sind nach v. Lidl bei Pilsenetz die grossartigen Kieselschieferfelsmassen des Berges Radina. Am Ufer der Katzbach, dem Wildberge gegenüber in Niederschlesien; im norwegischen Christiania-Silurbecken.

An zahlreichen Punkten kann man die Beobachtung machen, dass namentlich in der Umgegend von Diabasgrünsteinen die Kieselschieferlager besonders häufig auftreten. Diese Vergesellschaftung von Kieselschiefer und Diabas zeigt sich manchmal recht auffallend. Nach Naumann z. B. »im Zellaer Walde zwischen Freiberg und Nossen, an mehrern Punkten südöstlich und südwestlich von Plauen, ganz vorzüglich aber bei Pausa, Mühltruff und Tanna sowie in dem

angrenzenden Landstriche von Lobenstein über Saalburg, Schleitz und Zeulenroda bis nahe vor Weyda; desgleichen bei Selbitz und Enchenreuth in Oberfranken« (Geognosie II. 412); nach Macculloch in Schottland (Descript. of the Western Islands I. 359); nach Hausmann am Harz (Ueber die Bildung des Harzgebirges 75 u. 81; 82).

In der untern Etage mancher Gebiete der Steinkohlenformation sind Einlagerungen von Kieselschiefer, manchmal von bedeutender Mächtigkeit, keine seltene Erscheinung; oft sind sie sehr kohlenstoffreich und sehr viele Kieselschiefer sind hier farbig gestreift, bandjaspisartig; sie wechseln mit Kohlenkalksteinen und Sandsteinen. In Belgien setzen nach Dumont die Kieselschiefer sogar fast vorwiegend die untere Etage der Steinkohlenformation zusammen. Die zahlreichen Kieselschiefer, welche mit Plattenkalk verbunden einen Hauptantheil an der Zusammensetzung der untern Steinkohlenformation (Culmbildung) des Regierungsbezirks Arnsberg haben, hat v. Dechen beschrieben (Verh. d. nat. Ver. d. pr. Rheinl. u. Westph. XII. 143); sie enthalten Goniatites sphaericus, Goniatites crenistria, Posidonia Becheri (eb. VII. 199). Der Kohlenkalkstein von Irland, von Kentucky und andern nordamerikanischen Staaten wechsellagert mit Kieselschiefer, in Flintshire lagert der Kieselschiefer über dem Kohlenkalkstein, nach Hildreth wird in Virginien (z. B. im Kenawha-Thale) ein Kohlenflötz von einer 5—8 F. mächtigen Kieselschieferschicht in einer Ausdehnung von 2000 engl. Quadratmeilen bedeckt (Americ. Journ. of sc. a. arts XIX. 1835).

In den folgenden Formationen sind keine Kieselschieferlager bekannt. In der Kreideformation des nördlichen Venezuela sollen dagegen nach Karsten mächtige Einlagerungen dieses Gesteins auftreten.

Hausmann hat, wie oben bemerkt, für viele Kieselschiefer, welche eine opalartige Beschaffenheit zeigen, die Ansicht ausgesprochen, dass sie ein Absatz aus kieselhaltigen Quellen seien. Einige Kieselschieferablagerungen sind in der That offenbar gangartiger Natur. Für die andern Gesteinsschichten regelmässig eingelagerten Kieselschiefer besitzt G. Bischofs Anschauungsweise grosse Wahrscheinlichkeit, welcher darin durch kieselsäurehaltige Gewässer verkieselte Thonschiefer und Schieferthone sieht (chem. u. phys. Geol. I. Aufl. II. 1276; vgl. auch Hausmann über d. Bild. d. Harzgeb. 76); daher denn auch die schwankende Zusammensetzung der meisten Kieselschiefer und der oft grosse Gehalt an Basen. Hinzufügen möchte

man, dass Grünsteineruptionen vielleicht manchmal den Quellen den Weg bahnten, welche die angrenzenden Schichten verkieselten. Andere Kieselschieferlager scheinen das Resultat der Zersetzung von Grünsteinmassen zu sein, wodurch gleichfalls die eigenthümliche Association beider Gesteine erklärt wird.

Hornstein.

(Hornstone.)

Eine kryptokrystallinische dichte und derbe, harte und spröde Quarzmasse von meist splitterigem Bruch und an den Kanten durchscheinend; die Farben schwanken zwischen rauchgrau und rothbraun. Der Hornstein ist gänzlich unschmelzbar und unterscheidet sich dadurch von manchen Massen, welche fälschlich Hornstein genannt wurden und meistens Felsitvarietäten (mikrokrystallinische Gemenge von Quarz und Feldspath) sind, allerdings sehr häufig hornsteinartiges Aussehen besitzen. Der sächsische Quarzbrockenfels, welchen Naumann mit dem Hornstein vereinigt, scheint seiner Natur nach den klastischen Gesteinen zugezählt werden zu müssen.

Der Hornstein bildet geschichtete und ungeschichtete Lager im Gebiet einiger Formationen; er ist im Ganzen selten und meistens von untergeordneter Ausdehnung. Manchmal erscheint er in der Nachbarschaft von Serpentinen (vgl. Jaspis und Serpentin).

Der Black-river-limestone (zum Untersilur), namentlich aber der Corniferous-limestone (zur Upper-Helderberg-Epoch des Unterdevon gehörend) Nordamericas enthält zahlreiche Hornsteinknollen, in welchen durch M. C. White eine grosse Menge von Desmidieen, einige Diatomeen, zahlreiche Spiculae von Spongien, und Fragmente des Zahnapparats von Gasteropoden nachgewiesen wurden (Americ. Journ. of sc. (2) XXXIII. 1862. 385; vgl. auch Dana's Manual of geology 270).

In der Steinkohlenformation des nordamericanischen Staates Ohio besteht ein Theil der kieseligen Schichten, die Hildreth unter der Bezeichnung great siliceous deposit beschreibt, aus Hornstein, welcher Bergkrystalldrusen und Chalcedonadern enthält (Amer. Journ. of sc. a. arts XIX. 1835. 142).

In der untern Etage des Rothliegenden liegen über den Steinkohlen des Döhlener Bassins bei Dresden Hornsteinlager. Häufiger ist der Hornstein in den Kalksteinen und Dolomiten des Muschel-

kalks, namentlich des Hauptmuschelkalks, in kleinen Lagen, Nestern und Nieren, welche nicht selten lagenweise aneinander gereiht sind. So tritt er nach Naumann in Thüringen bei Sandersleben und Gräfentonna, in Franken bei Meiningen, in Baden bei Weingarten, bei Lüneville u. s. w. auf. In der Kreideformation ist der Hornstein lange nicht so häufig als der Flint, er bildet dort bisweilen ebenfalls dünne Lagen und Nester, z. B. bei Godalming und Hindhead in der Grafschaft Surrey.

Jaspis.

Jasper, Jaspe.

Der Jaspis tritt ebenfalls hier und da selbständig als ein Gesteinsglied von untergeordneter Bedeutung auf; die meist geschichtete, dichte, matte Masse mit muscheligem Bruch zeigt verschiedene Farben, gewöhnlich schmutzig gelb, roth, braun, bisweilen wechseln die Farben in Streifen.

Mit Hornstein findet sich Jaspis zusammen, manchmal in der Nachbarschaft von Serpentinen und Gabbrogesteinen, z. B. am Lehrberg bei Hausdorf in Schlesien, bei Waidhofen, Ipsitz, bei Felling in der Gegend von Krems in Oesterreich, auf Elba und in Ligurien, am Berg Uschkul bei Anninsky am Ural.

Rundliche Knollen (Kugeljaspis) bildet der Jaspis in den Bohnerzablagerungen Badens bei Kandern; die ägyptischen Kugeljaspisse stammen aus der Nummulitenformation und schliessen mitunter selbst Nummuliten ein (Haidinger Handb. der best. Mineral. 325).

Süsswasserquarz.

(Limnoquarzit, Quartz meulière, Quartz caverneux.)

Der Süsswasserquarz ist eine bald quarzitartige, bald chalcedonähnliche, bald Halbopal gleichende Quarzmasse, meistens voller zahlloser Löcher, Zellen und Poren; von graulicher, gelblicher, lichtröthlicher und -bläulicher Farbe. Die stark durchlöcherten und sehr porösen Varietäten nennt man Mühlsteinquarz; die oft regelmässig cylindrischen Hohlräume sind nicht selten im Innern mit Chalcedon überzogen, bisweilen erfüllt mit sandigem Thon oder thonigem Mergel. In der Masse einiger Süsswasserquarze sind Quarzkrystalle deutlich zu erkennen. Pflanzenabdrücke sind häufig, ebenfalls verkieselte Conchylien, welche sämmtlich dem süssen Wasser angehörten.

Nur selten ist der Süsswasserquarz geschichtet; er bildet meistens unregelmässig gestaltete Massen, bald von geringerm Umfang, bald von bedeutender Ausdehnung über 20 Fuss messend, welche in losen Sanden, Thonschichten, Mergeln und Kalksteinen eingeschlossen sind. Dadurch dass sich in seiner Masse runde Körner und Geschiebe von Quarz einstellen, geht der Süsswasserquarz auch in festen oder losen Sandstein über.

Namentlich in der Tertiärformation des Pariser Beckens ist dieses Süsswassergebilde bekannt; am nördlichen Ufer der Marne und Seine (Plateau des Waldes von Montmorency, Hügel von Sanois, zwischen Meulan und Triel); auf dem Plateau von Montry, zwischen Seine und Marne; auf dem Plateau von Meudon und des Waldes unfern Marly. Auch in der Nähe von Tours bei Houlbec unweit Pacy-sur-Eure.

Einen tertiären Süsswasserquarz, welcher zwischen Marienforst und Muffendorf unweit Bonn sich in grossen Blöcken und kleinern Stücken an der Oberfläche und unter Geröllbedeckung findet, auch wohl in der Nähe in einer gewissen Verbreitung ansteht, beschrieb C. O. Weber in den Naturwissensch. Abhandl. ges. v. Haidinger IV. 1850. Abth. 2. S. 19 ff. Manche seiner zahlreichen Löcher enthalten ein weisses feines Pulver, welches unter dem Mikroskop als sehr kleine säulenförmige Bergkrystalle von $^1/_{50}$—$^1/_{200}$ par. Linie Länge sich erweist.

Opal.

Der Opal und die opalartigen Mineralien sind als Felsarten von höchst untergeordneter Bedeutung, indem sie nur Massen von sehr geringer Ausdehnung zusammensetzen; gepulvert werden sie von kochender Kalilauge aufgelöst; der Wassergehalt schwankt zwischen 0.1 und 13 pct., und ist selbst bei äusserlich gleichen Abänderungen desselben Fundorts verschieden. Die Opale enthalten nicht selten Fossilreste, Diatomeenpanzer, Conchylien, Fische u. s. w.

Der amorphe Opal ist wahrscheinlich als eingetrocknete gallertartige Kieselsäure zu betrachten, welche bei der Zersetzung der Silicate in den Gesteinen abgeschieden ward, und sich auf Klüften und Spalten sammelte. Daher rührt auch sein Gehalt an Basen und Wasser. Thonerde, Eisenoxyd, Kalk, Magnesia und Alkalien, sämmtlich noch anhaftende Bestandtheile der zersetzten Silicate, hat man in den Opalen gefunden.

Am Höllengraben bei Primersdorf bildet Halbopal von meist wachsgelber oder brauner Farbe ein Lager zwischen krystallinischem Kalkstein des Glimmerschiefers und Thoneisenstein. In der Umgegend von Bilin in Böhmen, bei Luschitz, Schichow, Kaaden kommen klaftergrosse Blöcke von Halbopal und Menilitopal in basaltischen Tuffen vor; die erstern besitzen eine sehr fein ausgebildete verschiedenfarbige (gelb, röthlich, bräunlich, graulich, grünlich) Parallelstreifung, weshalb man sie mit Naumann als Opalschiefer bezeichnen könnte. Meist bemerkt man an ihnen feine Streifen, die sich nicht nur durch Farbenverschiedenheit, sondern auch durch höhern Grad des Durchscheinens auszeichnen. In diesen Streifen sind nach Ehrenberg vorzüglich die Infusorienskelette zu erkennen: Gaïllonella distans, varians, ferruginea, auch Kieselnadeln von Spongien; von der Anwesenheit der G. ferruginea scheint die braune Färbung mancher Opale herzustammen (vgl. A. E. Reuss, Umgeb. v. Teplitz u. Bilin 1840. 140). In den ungarischen Trachytgesteinen z. B. der Umgegend von Schemnitz, sowie denen des Siebengebirges, bilden gemeiner Opal und Halbopal manchmal fussmächtige Gangtrümer. Menilit bildet auch accessorische Bestandmassen im Klebschiefer von Menil-Montant bei Paris und in Süsswassermergeln beim Puy du Mur unfern Clermont in der Auvergne. Glocker machte auf weitverbreitete Mergelschiefer aufmerksam, welche zahlreiche und mächtige Knollen sowie ganze Schichten von Menilit und Halbopal umschliessen; solche Gesteine finden sich bei Butschowitz, Bistritz (wo menilitartiger Opal in solcher Menge vorkommt, dass er als Baustein benutzt wird), Nikolschitz und Weisskirchen in Mähren, erstrecken sich über Gross-Kuntschitz nach österr. Schlesien, setzen nach Zeuschner am Nordabhange der Karpathen selbst weit nach Galizien hin fort, wo sie bei Dynow und Jurowce sogar ganze Bergketten bilden.

Flint oder Feuerstein.

Eine Kieselmasse von rauchgrauer, brauner bis schwarzer Farbe, mit vollkommen-muscheligem, schimmerndem Bruch, leicht in sehr scharfkantige, an den Kanten durchscheinende Stücke zerspringend. Die Härte ist die des Quarzes, das spec. Gewicht = 2.59—2.62.

In chemischer Rücksicht ist der Flint ein inniges Gemenge von

unlöslicher krystallinischer Kieselsäure und löslicher amorpher Kieselsäure, welche man durch Kochen in Kalilauge von einander trennen kann. Der Flint steht also gewissermaassen zwischen dem kryptokrystallinischen Hornstein und dem amorphen Opal. Neben der Kieselsäure ist jedoch meistens etwas Thonerde, Kalk, Eisenoxyd, Kohlenstoff beigemengt. Klaproth fand in einem schwarzgrauen Feuerstein 0.50 Kalk, 0.25 Thonerde, 0.25 Eisenoxyd, 1.00 flüchtige Bestandtheile, zum Theil einer Kohlenstoffverbindung angehörend (Beiträge I. 43). Berzelius untersuchte einen Feuerstein aus der Kreide von Limhamm in Schonen, welcher enthielt 0.117 Kali, 0.113 Kalk, Spuren von Eisen und Thonerde und eine kleine ohne Rückstand verbrennbare Menge eines kohlenstoffhaltigen Körpers, der wahrscheinlich die dunkle Farbe hervorbringt (Jahresber. XXI. 187). Heintz fand, dass der Feuerstein aus der Juraformation beim Glühen in Sauerstoffgas sich nicht gänzlich entfärbt, während dies bei dem aus der Kreide von Rügen vollständig der Fall ist. Durch Verbrennung mit Kupferoxyd ergaben

	Flint aus dem Jura	Flint aus der Kreide	
		heller	sehr dunkler
Kohlenstoff . .	0.01	0.066	0.073
Wasser . . .	1.14	1.103	1.298.

Der Juraflint war innen ganz weiss geworden, äusserlich aber noch gefärbt; die Färbung rührt also bei ihm nur theilweise von organischer Substanz her (Poggend. Annalen 1843, LX. 519).

Durch die Verwitterung bedeckt sich der Flint an der Oberfläche mit einem weissen Kieselmehl, auch verliert er allmählich an der Luft die färbenden kohligen Bestandtheile und wird bleich.

Der Flint, vorzugsweise isolirte Knollen, aber auch zusammenhängende Lagen bildend, hat seine Hauptlagerstätte in der Kreideformation und zwar in der obern Etage derselben, der eigentlichen, weichen und abfärbenden, weisslichen oder gelblichen Kreide (der Senonbildung), für welche der Reichthum an Flinten gewissermaassen characteristisch ist.

Flintmasse gibt sehr häufig das Versteinerungsmaterial der Kreidepetrefacten ab, namentlich hat sich diese Kieselsäuremasse im Innern der Echinidenschaalen abgesetzt und so Steinkerne derselben erzeugt, welche in ungeheurer Menge den Kreideschichten inneliegen. Auch die Schwammkorallen oder Amorphozoen haben sich mit

Flintmasse vollgesogen, wodurch verschieden geformte, rundliche, cylindrische, keulenförmige, birnförmige Gestalten entstehen.

Die Formen der Flintknollen in der Kreide sind äusserst vielgestaltig und zeigen oft seltsame Umrisse. Die hellfarbigen, grauen und gelben Flintknollen erscheinen hauptsächlich in der grauen und schmutziggelben mergeligen Kreide, während die dunkelgrauen und schwarzen Knollen auf die weisse Kreide beschränkt zu sein scheinen. Die Knollen liegen zum Theil ordnunglos, zum Theil in einzelne Lagen vertheilt in der Kreide.

In den Flintknollen hat man hier und da Rhomboeder von Kalkspath beobachtet; in der Nähe von Madrid erscheint Gypsspath und in Flinten aus Frankreich fand man auf den Kluftflächen Cölestin (Sillem, Neues Jahrb. f. Min. 1848. 392). Ausserordentlich häufig aber umschliessen sie organische Ueberreste, welche ebenfalls verkieselt sind. Foraminiferen, Bryozoen, Diatomeen, einzelne Amorphozoenreste, z. B. die zarten Nadeln der Spongien (Spiculae) sind eine ungemein gewöhnliche Erscheinung in den Flinten. Gar manchmal finden sich auch grössere Spongien in ihnen und schon oben wurde erwähnt, dass knollenförmige Gestalten aus der Verkieselung von Amorphozoen hervorgehen. Zahlreichen Knollen mögen daher organische Formen zu Grunde liegen, selbst solchen, bei denen weder Form noch Structur mehr darauf hinweist. Im südlichen England (Insel Wight, Purbeck) zeigt sich die eigenthümliche Erscheinung, dass die Feuersteinknollen mancher Kreideschichten und zwar derjenigen, welche sich in aufgerichteter Lage befinden, zerbrochen und zermalmt sind.

Ausser den Flintknollen, welche meistens scharf abgegrenzt in der Kreide eingebettet sind und nur selten darin verfliessen, erscheinen auch Lager und Schichten von Flint; die aneinandergereihten Flintknollen liegen oft so dicht beisammen, dass sie fast einander berühren und so, zumal wenn einige davon seitwärts in einander verfliessen, beinahe schon eine Flintschicht hervorgebracht wird. Nebenbei gibt es ebenfalls wirkliche und anhaltende Flintschichten, welche aus vielen Kreidegebieten bekannt sind; ihre Mächtigkeit übersteigt manchmal die eines Fusses und ihre Ausdehnung ist nicht selten ziemlich bedeutend. In der Margarethsbay an der englischen Südküste dehnt sich eine 1 $^1/_2$ Zoll mächtige Flintschicht zwei engl. Meilen weit aus. Auf den dänischen Inseln sind nach Forchhammer

so zahlreiche Flintschichten der Kreide eingeschaltet, dass beide Gesteine förmlich mit einander wechsellagern.

Höchst merkwürdig sind die gangförmigen Vorkommnisse von Flint, welche man hier und da, namentlich im südlichen England beobachtet hat; es sind plattenförmige Flintmassen, welche die Kreideschichten unter irgend einem, meist bedeutenden Winkel durchschneiden. Buckland sah an einer Felswand östlich von Henley sechs schmale Flintgänge die Kreide durchsetzen. Nach Mantell kommen an der ganzen Kreideküste zwischen Brighton und Beachy-Head zahlreiche solcher Flintgänge vor. Forchhammer beschreibt ähnliche Erscheinungen aus der Gegend von Hjerm in Jütland, wo senkrechte Flintgänge die horizontal gelagerten Flintknollen mit einander verbinden. Noch seltsamer ist der Umstand, dass es in einigen Fällen Reihen von einzelnen, nebeneinanderliegenden Knollen sind, welche die Kreideschichten unter einem Winkel durchschneiden, wie es Buckland bei Rottingdean unfern Brighton beobachtete (Transact. of the geol. soc. IV. 417. Bronns Handb. ein. Gesch. d. Nat. II. 707).

Manche Kreideschichten, namentlich diejenigen, in welchen keine Flintknollen erscheinen, enthalten dennoch die Flintsubstanz feinvertheilt, oft in kleinen selbst mikroskopischen Körnern in ihrer Masse. Diese Erscheinung zeigen z. B. der gelbliche Kreidemergel von Lemförde bei Osnabrück und von Osterfeld bei Essen, die Kreide von Usedom und die Kreideablagerungen östlich und südöstlich von der Stadt Wollin in Pommern. Auch andere Kreidegesteine werden unzweifelhaft solche feine Flinttheilchen enthalten, was, wie Naumann mit Recht bemerkt, »wohl den Beweis dafür liefert, dass der Kreideschlamm ursprünglich ganz gleichmässig mit aufgelöster Kieselerde imprägnirt gewesen ist«.

Die Frage nach der Bildungsweise der Feuersteine hat gar mancherlei verschiedene Ansichten hervorgerufen; namentlich die Entstehung der knollenförmigen Feuersteine ist auf vielen Wegen zu erklären versucht worden. Schon in frühen Zeiten haben viele Geologen, Parkinson, Guettard, de Luc, Faujas St. Fond, Dolomieu, Huot die Meinung ausgesprochen, dass diese Flintknollen verkieselte spiculaereiche Schwammkorallen gewesen seien, Spongien und Alcyonien, in deren Zellen sich Muscheln, Polythalamien und Infusorien aufgehalten, und welche diejenige Kieselsäure abgeschieden hätten, die im gallertartigen Zustande in dem feinen Kreidekalk-

schlamm vertheilt gewesen sei. In Anbetracht der mikroskopischen Untersuchungen, welche später Bowerbank und Ansted über die innere Zusammensetzung der Flintknollen angestellt haben (wonach man im Innern fast immer Spiculae und Fasern von Seeschwämmen mit Polythalamien und Infusorienresten, aussen eine dünne Rinde von kieseliger Kreide mit Eindrücken von anhängend gewesenen Conchylien, Seeigeln u. dgl. finde), ist gewiss nicht daran zu zweifeln, dass in der That vielen Feuersteinknollen organische Körper zu Grunde liegen, durch welche die Kieselsäure angezogen wurde, in und um welche sie sich niedergeschlagen hat. Auch Mantell hat sich dafür ausgesprochen. G. Bischof erklärt sich allerdings gegen diese Anschauungsweise: »Silicificiren sich die zarten Spongienfasern auch vollständig, so kann nur ein Kieselskelett von nahe gleicher Porosität, wie ein Schwamm entstehen, denn wenn die Kieselsäure die organische Materie verdrängt, so fehlt die Ursache, welche eine weitere Abscheidung bewirken könne«. Man hat auch daran gedacht, dass die Flintknollen vielleicht Infiltrationen von Kieselsäure in Höhlungen seien, welche von der Zerstörung organischer Einschlüsse herrühren könnten, wie man Seeigelschaalen findet, in deren innern Raum die kieselige Materie durch Mund und Afteröffnungen flüssig eingedrungen ist.

Keineswegs wird man aber alle Flintknollen als verkieselte Amorphozoen betrachten dürfen. Vielleicht zum grössten Theil sind sie gewöhnliche Concretionen, indem die durch den feinen Kalkschlamm der Kreide vertheilte Kieselsäure sich an einzelnen Punkten contrahirt hat. Wenn auch Bischof »die sog. Molecular-Attraction für weiter nichts, als ein mysteriöses Wort« erklärt, so gibt es doch in der Natur so viele offenbare Beispiele für eine solche Anziehungskraft der kleinsten gleichartigen Theilchen innerhalb einer fremdartigen Masse, wie die Concretionen lehren, dass man die Realität eines solchen Vorgangs annehmen muss, ist auch der Process selbst noch theilweise in Dunkel gehüllt. Naumann erkennt ebenfalls in vielen Flintknollen concretionäre Bildungen; gleichfalls nimmt Gaudry, welcher sich gegen jeden organischen Ursprung der Feuersteine ausspricht, die Anziehungskraft zu Hülfe, »welche kieselige Moleküle inmitten kalkiger Massen, worin sie vertheilt sind, wechselseitig aufeinander ausüben, wie in dem in den Laboratorien vorbereiteten Porzellanteig sich Kieselklümpchen bilden«.

Ehrenberg nimmt an, dass vorzugsweise Kieselinfusorien das Material zur Bildung der Feuersteine geliefert hätten; sie seien coagulirte Kieselpanzer von Infusorien, deren Hohlräume und Zwischenräume mit Kieselsäure erfüllt seien. Die Spuren solcher Infusorien und auch Kieselspiculae hat er in manchen Feuersteinknollen nachgewiesen. Es erkläre sich auch dadurch jener Umstand, dass die südeuropäischen Kreideschichten, welche wenig oder gar keine Feuersteine enthalten, von zahlreichen und mächtigen Infusorienmergel-Schichten begleitet seien, während in der nordeuropäischen feuersteinreichen Kreideformation keine Infusorienmergel gefunden werden. Die Feuersteine vertreten hier gewissermaassen die Infusorienmergel.

Noch sei der sonderbaren durch A. Bensbach erläuterten Ansicht von Toulmin Smith gedacht, dass Kieselsäure nicht im gallertartigen, sondern im höchstflüssigen Zustande während der Bildung der Kreide im Ocean verbreitet war; durch ihr spec. Gewicht mit einer Neigung versehen, auf denjenigen Meeresboden zu sinken, der sich der Reihe nach bildete, habe die Anwesenheit irgend eines organischen Körpers, der als Anziehungspunkt wirkte, sie plötzlich um denselben erstarren lassen.

Feine Flintkörner in der Kreide, Karstens Archiv XX. 1846. 400.
Buckland, Paramoudra-Feuersteinknollen in Transactions of the geol. soc. IV. 413.
Forchhammer, Danmarks Geognostiske Forhold 1835. 79.
Woodward S. P., Ueber gebänderte Feuersteine, The geological magazine 1864. Nro. 4. 145.

Bildung der Feuersteine:

Hacquet, Gehlens Journ. für Chem. u. Phys. I. 89.
Turner, London, Edinburgh philos. magazine 1833. July.
Ehrenberg, Poggend. Ann. XXXVIII. 455 und XLVII. 506.
Ansted, Annals and magaz. of. nat. history XIII. 1844. 241, auch N. Jahrb. f. Min. 1844. 617.
Mantell, Annals and magaz. of. nat. history 1845. XVI. 73, auch N. Jahrb. f. Min. 1848. 617.
Bowerbank, Transact. of the geol. soc. (2) VI. 181 und London, Edinb. philos. magazine XIX. 249; im Auszug N. Jahrb. f. Min. 1847. 603.
Toulmin Smith, London, Edinb. philos. magazine 1847. XIX. 1 u. 289, auch N. Jahrb. f. Min. 1847. 602.
Bensbach, N. Jahrb. f. Min. 1847. 769.
Gaudry, N. Jahrb. f. Min. 1854. 207.
G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 1. Aufl. II. 1247.

Kieselsinter und Kieseltuff.

(Fiorit, Perlsinter, Sinteropal, Geyserit, Siliceous Sinter; Quartz-agate concrétionné thermogène.)

Diese kieseligen Absätze heisser Quellen erlangen hier und da eine solche Mächtigkeit, dass sie wohl verdienen, unter die Zahl der Gesteine aufgenommen zu werden. Der Kieselsinter ist bald dicht und fest, bald locker und zerreiblich; bald bildet er als eine durchscheinende bis undurchsichtige, wachsglänzende muschelig brechende Masse compacte Schichten, bald stalaktitische, kugelige, traubige Gestalten, nicht selten auch Incrustate von Pflanzen-Blättern und -Stengeln. Die Farbe ist schneeweiss, häufiger gelblich-, graulich-, röthlich-, blaulichweiss.

In chemischer Hinsicht gehört der Kieselsinter zu den in Kalilauge löslichen Opalen.

I. Kieselsinter vom Geysir auf Island, Forchhammer, Poggend. Ann. XXXV. 331.

II. Kieselsinter von der Badhstofa-Quelle am Ausfluss der Hvítá, Island. Bickell, Ann. der Chemie und Pharm. LXX. 290.

III. Kieselsinter der Te tarata-Quelle am See Rotomahana auf Neuseeland. Mayer in v. Hochstetters Geologie von Neuseeland 1864. 143. Spec. Gew. 2.046.

IV. Kieselsinter von dem Whatapoho-Sprudel am Rotomahana. Mayer ebendas.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure . .	84.43	91.56	84.78	88.02
Thonerde . .	3.07	1.04	1.27 (Thonerde und Eisenoxyd)	2.99 (Thonerde und Eisenoxyd)
Eisenoxyd . .	1.91	0.18		
Kalk	0.70	0.33	. . (Kalk und Magnesia)	0.64 (Kalk und Magnesia)
Magnesia . . .	1.06	0.47	1.09	
Kali, Natron . . .	0.92	0.19	. . (Kali und Natron)	0.40 (Kali und Natron)
		0.16		
Wasser . . .	7.88	5.76	12.86 u org. S.	7.99
Schwefelsäure .	—	0.31	—	—
	99.97	100.00	100.00	100.04

Um die heissen Quellen Islands finden sich nicht unbedeutende Ablagerungen von Kieselsinter; der Kegel des grossen Geysir, dessen

Höhe augenblicklich 30 Fuss, dessen Durchmesser etwas weniger als 200 Fuss beträgt, besteht aus hellaschgrauem Kieselsinter, und der ganze Bezirk dieses berühmten Quellensystems mit seinen 40—50 grössern und kleinern Sprudeln ist auf weite Erstreckung hin mit einer zum Theil mächtigen Kruste von Kieselabsätzen bedeckt, aus welchen auch die Bassins und Röhren der Quellen aufgebaut sind. Die Abflussbäche setzen in ihren Betten und namentlich stark an ihren Ufern Rinden von Kieselsinter ab, welche meist aus feinen, papierdünnen, wellenförmig übereinanderliegenden Schichten bestehen. Das Auflösungsmittel der vorzugsweise aus sauertrachytischen und palagonitischen Gesteinen extrahirten Kieselsäure ist das kohlensaure Natron und beim Erkalten, namentlich beim Verdunsten des Wassers schlägt sich die Kieselsäure nieder. Unter den zahllosen Kieselsinter erzeugenden Quellen Islands sind wegen der Mächtigtigkeit der Absätze besonders zu erwähnen die von Reykholt an der Hvítá im Westland, die des Thales Hveravellir im Innern, das Oexahver nördlich vom See Mývatn im Nordostland, die Reykjarhverar im Südland.

Im Centrum der Nordinsel von Neuseeland bilden die heissen Quellen des Rotomahana (warmen Sees) nach v. Hochstetter Kieselsinterabsätze von der grossartigsten Schönheit. Der Absatz des gewaltigen Sprudels Te tarata hat ein mächtiges Terrassensystem von marmorweissem Kieselsinter aufgeführt. »Es ist, als ob ein über Stufen stürzender Wasserfall plötzlich zu Stein verwandelt wäre. Jede dieser Stufen hat einen kleinen erhabenen Rand, von welchem zarte Tropfsteinbildungen herabhängen, und eine bald schmälere, bald breitere Plattform, welche verschieden grosse, im schönsten Blau schimmernde Wasserbecken umschliesst. Am westlichen Ufer bildet der grosse Terrassensprudel Otuka puarangi ein Seitenstück zum Te tarata. Die Sinterstufen reichen bis zum See und man steigt wie auf einer künstlichen Marmortreppe in die Höhe.« (Geologie von Neuseeland 1864. 136.) Auch am südlichen Ufer des Taupo-Sees und am Orakeikorako am Waikato-Ufer erscheinen ausgedehnte Kieselsinterabsätze.

Andere Kieselsinterabsätze finden sich an den heissen Quellen von Santa Fiora in Toscana, Mont Dor les Bains und St. Nectaire in der Auvergne, auf den Azoren, in Kamtschatka und andern vulkanischen Regionen.

Polirschiefer.

(Tripel, Polishing slate, Schiste tripoléen.)

Der Polirschiefer ist eine äusserst dünnschieferige, gelblichweiss bis gelblichgrau gefärbte Masse, von sehr feinerdiger Zusammensetzung, weich, zerreiblich und abfärbend. Die Masse stellt sich unter dem Mikroskop als ein Aggregat von Diatomeen-Kieselpanzern dar, welche meistens sämmtlich nur einer Species angehören. Namentlich sind es die Gattungen Gaillonella und Bacillaria (auch Navicula, Podosphenia und Synedra), welche in dieser Weise gesteinsbildend auftreten. Da ein solcher Kieselpanzer von Gaillonella $\frac{1}{288}$ Linie gross ist (nach Ehrenberg), so berechnet sich die Zahl der in einem Cubikzoll Polirschiefer enthaltenen, dicht gedrängt liegenden Kieselpanzer von Gaillonella auf 41000 Millionen.

Die Kieselsäure der Diatomeenpanzer ist in dem sog. löslichen Zustande; Rood bestimmte den Brechungsindex derselben zu 1.435, während der des Quarzes 1.548 beträgt. Der Polirschiefer ist daher in Kalilauge grösstentheils auflöslich.

Der Polirschiefer ist wegen seiner geraden und dünnen Schieferung blätternd und sehr leicht spaltbar; er klebt wenig an der Zunge, saugt das Wasser mit Begierde ein. Nach Reuss beträgt das spec. Gewicht des Polirschiefers von Bilin 1.037, nach Rob. Hoffmann 1.862, nach Bucholz wiegt er nach dem Einsaugen von Wasser 1.90—1.99.

Zusammensetzung I. des Polirschiefers von Bilin in Böhmen nach Baumann (Rammelsbergs Mineralchemie 1860. 136). II. desselben nach R. Hoffmann (Journ. f. pr. Chemie XC. 467). III. des Saugschiefers nach R. Hoffmann ebendas.

	I.	II.	III.
Kieselsäure	87.58	74.20	80.30
Thonerde und Eisenoxyd .	2.04	6.81	5.40
Kalk	1.09	0.41	0.44
Magnesia	0.30	—	0.43
Wasser	8.89	13.30	10.90
Organ. Substanz	—	4.20	1.30
	99.90	98.92	98.77

II. enthielt noch: Kali 0.02; Natron 0.30; Schwefelsäure 0.12; Phosphorsäure 0.24; Ammoniak 0.03. III: Kali 0.30; Ammoniak 0.01.

Von dem eigentlichen Polirschiefer pflegt man den Saugschiefer zu unterscheiden, welcher, ebenfalls von graulichweisser, licht- oder dunkelgelblicher Farbe sehr stark an der Zunge klebt und dabei so hart ist, dass er das Glas ritzt; er ist ein von Opalmasse vollständig durchdrungener Polirschiefer, welcher dadurch auch seine vollkommene Schieferung mehr oder weniger eingebüsst hat; Fisch- und Blattabdrücke sind nicht selten darin; im Polirschiefer vom Habichtswald bei Kassel fanden sich Käferreste (Landgrebe im N. Jahrb. f. Min. 1843. 137).

Der Polirschiefer bildet Lager im Gebiete der Tertiärformation; seine vorzüglichsten Vorkommnisse sind:

Am südwestlichen Ende des Tripelberges bei Kutschlin unweit Bilin in Böhmen. Auf Gneiss und Pläner folgt dort gelbbrauner Thon mit Nestern von krystallinischem Gyps, dann Saugschiefer, endlich nach oben reiner Polirschiefer in einer Mächtigkeit von 2—4 Fuss. Planitz und Warnsdorf bei Zittau in Sachsen. Am Habichtswald bei Kassel in Hessen. Im Mentauerthal bei Leitmeritz in Böhmen.

Verwandt mit dem Polirschiefer ist nach Ehrenberg der sog. Dysodil (Rott am Siebengebirge, Westerwald, Sicilien), eine blätterige Braunkohlenmasse, welche ebenfalls kieselige Diatomeenpanzer enthält (vgl. Dysodil bei Braunkohle).

Vgl. Ehrenberg in Poggend. Ann. 1836. XXXVIII. 463.
Reuss, Umgebungen von Teplitz und Bilin, Prag 1840. 132.
Fötterle, Polirschiefer im Mentauerthal bei Leitmeritz, Jahrb. d. geol. R.anst. 1858. 35.

Kieselguhr.

(Kieselmehl, Infusorienmehl, Bergmehl, Diatomeenpelit.)

Die Kieselguhr ist dasselbe Material, wie der Polirschiefer, bildet aber bald lockere aus staubartig verbundenen Theilchen bestehende, bald etwas festere kreideähnliche Massen, bald ganz lose mehlartige Anhäufungen. Das Material ist sehr leicht zerreiblich, matt, von kreideweisser, graulichweisser bis lichtbräunlicher Farbe, und hängt wenig an der feuchten Lippe. Nach Ehrenbergs Untersuchungen wird die Kieselguhr gänzlich oder zum grössten Theil aus den Kieselpanzern von noch gegenwärtig lebenden Diatomeen (namentlich von Gaillonella und Navicula) gebildet. Da ihr Habitus stets ein pelitartiger ist, so nennt Naumann diese Gesteine Diatomeenpelit.

Diese phytogenen Gebilde bestehen ebenfalls vorwaltend aus Kieselsäure und Wasser in sehr veränderlichem Verhältniss, meist mit beigemengter Thonerde und Eisenoxyd. I. Kieselguhr von Oberohe (Lüneburger Haide) nach Wiggers, Göttinger gel. Anz. 1838. 1073. II. Kieselguhr von Mauritius, Klaproth, Beiträge V. 112. III. Kieselguhr von Santa Fiora in Toscana, Klaproth, Beiträge VI. 348.

	I.	II.	III.
Kieselsäure . . .	96.85	72.0	79.0
Thonerde	Spur	2.5	5.0
Eisenoxyd . . .	Spur	2.5	3.0
Wasser	3.15	21.0	12.0
	Spur v. Ċa u. org. Subst.	—	—
	100.00	98.0	99.0

100 Gewichtstheile des weissen Kieselmehls von Oberohe auf der Lüneburger Haide, bei 100° C. getrocknet, nehmen nach Wiggers durchschnittlich 500 Theile Wasser auf, ohne dass solches in Tropfen sich wieder entfernt (Hausmann, Handbuch d. Miner. I. 304).

Die Kieselguhr bildet Lager von zuweilen nicht unbedeutender Mächtigkeit im Gebiet der Tertiärformationen, namentlich aber der Torfbildungen. Die bekanntesten solcher Lagen sind:

Bei Oberohe im Amt Ebsdorf am Südrande der Lüneburger Haide in Hannover, findet sich $1\frac{1}{2}$ Fuss tief unter dem Haideboden eine stellenweise 30 Fuss mächtige, mindestens 250 Schritt lange und 150 Schritt breite Kieselguhrablagerung; das Kieselmehl ist nach oben weiss, feinerdig, stärkemehlähnlich, nach unten zu graulich und thonähnlich; die graue Kieselguhr verbreitet beim Glühen einen brenzlichen Geruch, wird schwarz und nachher weiss. Ehrenberg zeigte, dass dies von vegetabilicher Beimengung herrühre, indem die Kieselguhr Blüthenstaub von Fichten enthalte, dessen Menge wohl $\frac{1}{10}$ des Volumens beträgt. Man kennt 14 verschiedene Species von Diatomeen, welche dies Gebilde zusammensetzen, darunter besonders häufig Synedra Ulna und Gaillonella aurichalcea. Kuhlmann, welcher nach Wiggers dieselbe untersuchte, fand darin: Kieselsäure 90.86; Thonerde 0.29; Eisenoxyd 0.23; kohlensauren Kalk 0.16; kohlensaure Magnesia 0.09; Wasser 9.01 (Zeitschr. f. d. ges. Naturw. VIII. 478).

Auf der Nordseite des Hochsimmer unweit des Laacher-Sees

nach dem Dorfe Ettringen zu lagern, in Verbindung mit Bimstein- und Tuffschichten, Schichten einer weissen mehlartigen Kieselguhr, die aus 72 Polygastrica- und 22 Phytolitharia-Arten besteht, unter denen Discoplea comta und Pinnularia viridula als Masse bildende Hauptformen sich auszeichnen. Auch die Bimsteintuffe sind reichlich mit Kieselinfusorien imprägnirt.

Bei Franzensbad unfern Eger in Böhmen findet sich, auf Moorgrund aufruhend, ein 6—8 Zoll mächtiges Lager von Kieselguhr, welche hauptsächlich aus den Panzern von Navicula-Arten, Gomphonema-Arten und Gaillonella distans besteht. Auf ein 18—24 Fuss mächtiges Lager von Kieselguhr bei Altenschlirf und Steinfurth im Vogelsgebirge, welche fast ausschliesslich aus Spongilla lacustris und Gaillonella distans gebildet wird, machte H. Tasche aufmerksam.

Ein Theil des Grunds und Bodens, auf welchem Berlin gebaut ist, besteht 12—15 Fuss unter Tag aus einem 5 bis fast 100 Fuss mächtigen Lager eines schwammigen Thons, welcher zu zwei Drittel seiner Masse aus noch lebenden Individuen fossiler Gaillonellen zusammengesetzt ist.

Bei Jastraba in Ungarn ist ein 14 Fuss mächtiges Lager von kreideähnlicher Kieselguhr bekannt. Bei Castel del Piano unweit Santa Fiora in Toscana kennt man ebenfalls ein Lager von Kieselguhr (Bergmehl genannt). Unter einer Lage verwitterten Mooses bei Degernä in Schweden; auch zu Kymmenegård.

In der eocänen Tertiärformation von Richmond (Virginia) lagert nach Rogers eine stellenweise 30 Fuss mächtige Schicht von gelber thonähnlicher aber gänzlich aus Diatomeenpanzern bestehender Kieselguhr, welche sich von der Herring-Bucht an der Chesapeake-Bay (Maryland) nach Petersburg (Virginia) erstreckt. In dem Flussbette des Fallriver, eines Arms des obern Columbiaflusses in Oregon ($44\frac{1}{2}^0$ Br., 121^0 L.) entdeckte Fremont das mächtigste aller jetzt bekannten Kieselguhrlager. Die unter einer Basaltdecke befindliche Ablagerung ist porcellanerdeähnlich, hat eine Mächtigkeit von 500 Fuss und enthält nach Ehrenbergs Untersuchungen 72 Arten von Diatomeen und 16 Arten von Phytolitharien.

Zu der Kieselguhr gehört auch das weisse pulverförmige Mineral, welches in Algier, zu Ceyssat unfern Pontgibaud und Randan in Frankreich vorkommt, und von Salvétat als Randanit bezeichnet

wurde; dieses Gebilde besteht gleichfalls aus kieseligen Diatomeenpanzern; nach Ehrenberg waltet bei Ceyssat Synedra capitata und Synedra ulna vor. Fournet fand in der Kieselguhr von Ceyssat: Kieselsäure 87.2; Thonerde 2.0; Kalk und Magnesia 0.8: Wasser 10.0 (Leonh. Jahrb. 1832. 423). Salvétat bestimmte in einer Kieselguhr aus der Umgegend von Algier: Kieselsäure 86.48; Thonerde 1.41; Eisenoxyd 0.55; Kalk 0.56; Alkalien 2.00; Wasser 9.00 (Ann. d. Chimie et Physique (3) XXIV. 348; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1848. 214).

Hausmann, Kieselguhr von Oberohe, Göttinger gelehrte Anzeigen 1838. 129—131 und 1065—1077. vgl. N. Jahrb. f. Min. 1838. 434 und 1839. 201.

Ehrenberg, Kieselguhr vom Hochsimmer und Franzensbad. Monatsber. d. Berl. Akad. 1844. 324; 1846. 158. auch N. Jahrb. f. Min. 1845. 249.

v. Dechen, Kieselguhr vom Hochsimmer, Geogn. Führer z. Laacher-See 1864. 154 ff.

Ehrenberg, Infusorienlager vom Fallriver, Oregon, Monatsber. d. Berl. Akad. 1849. 66; daraus im N. Jahrb. f. Min. 1850. 95.

Ehrenberg, die fossilien Infusorien und die lebende Dammerde 1837.

Nach Ehrenberg bilden sich jährlich 18000 Cubikfuss von kieseligen Organismen in dem Hafen von Wismar; ähnliche Anhäufungen gehen in americanischen Häfen vor sich. Die kieseligen Schaalen mikroskopischer Polycystinen finden sich nicht nur in den kalten Meeren von Kamtschatka (Am. journ. of sc. (2) XXII. Taf. I) und im nordatlantischen Meere, sondern auch im Mittelmeer, im südlichen stillen Ocean, um Barbadoes in Westindien, und um die Nicobaren in Ostindien.

4. Silicatgesteine.

Augitfels.

(Pyroxenit.)

Nach Sterry Hunt ist bei Chatham in Canada Augitgestein lagerweise in den Laurentian-Kalksteinen eingeschaltet; es bietet mancherlei Varietäten dar; neben dem Augit erscheint stellenweise Pargasit, Turmalin, Sphen, auch ist Skapolith darin nicht selten.

Bei Williamsburg und Chester in Massachusetts ist ein körniger, grüner und gelber Augitfels dem Glimmerschiefer eingelagert.

Sterry Hunt, Catalogue of canadian rocks zur Londoner Ausstellung 1862.
Hitchcock, Report on the geology etc. of Massachusetts. Amherst 1838. 315.

Der früher als Augitfels beschriebene Lherzolith der Pyrenäen ist nach Damours neuen Untersuchungen ein Gemenge aus Olivin, Enstatit und Diopsid.

Malakolithfels.

Ein Aggregat von körnigem meist dichtem Malakolith (Sahlit, thonerdefreier, meist eisenarmer Kalk-Magnesia-Augit), von splitterigem bis erdigem Bruch; bisweilen nimmt der Malakolith krystallinisch-faserige Textur an und stellt ausgezeichnete Asbeste dar. Dies weissfarbige Gestein bildet untergeordnete Massen, bis zu 8 Fuss mächtige Bänke, welche Schwefelmetalle fein eingesprengt enthaltend, im körnigen Kalkstein (der das Hangende von Glimmerschiefer ist) bei Rochlitz am Fuss des Riesengebirges lagern. Nach v. Payrs Analyse enthält dies Vorkommniss: Kieselsäure 55.03; Kalk 20.72; Magnesia 15.71; Eisenoxydul 4.84; Manganoxydul 3.16 (99.46).

Herter und Porth, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. 1859. 10.
Reuss, Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss. XXV. 1857. 557.

Hornblendegestein.
(Amphibolit.)

Hornblendegestein ist ein körniges oder schieferiges Aggregat von dunkelgrüner bis schwarzer Hornblende, oder lauchgrünem Strahlstein; die einzelnen Individuen sind bald körnig, bald stengelig, bald faserig ausgebildet, und entweder nach verschiedenen Richtungen durcheinander gewachsen oder parallel angeordnet. Oft sind die Hornblendetheile so klein und so innig mit einander verwachsen, dass man das Hornblendegestein nur schlecht als solches zu erkennen vermag. Die Hauptfarbe des Gesteins ist dunkelgrün und schwarz. Auf Drusenräumen und Klüften finden sich nicht selten zierlich ausgebildete Hornblendekrystalle. Die Härte beträgt ungefähr 5.0—5.5, das spec. Gewicht 2.9 bis über 3.

Sehr häufig bestehen diese Gesteine nicht rein aus Hornblende, sondern enthalten Beimengungen von andern Mineralien. Man findet Feldspath, Quarz oder braunen Glimmer eingewachsen; auch

rother Granat, Epidot, Flussspath, Eisenkies, Magneteisenerz erscheinen als accessorische Gemengtheile.

Man pflegt bei den Hornblendegesteinen folgende Abarten zu unterscheiden:

1. Hornblendefels, körniges Hornblendegestein (körniger Amphibolit), ein grobes oder feines Aggregat von körnigen oder kurzstengeligen Hornblende-Individuen, welche gänzlich regellos ohne Spuren von Paralleltextur durcheinander gewachsen sind. Durch die Aufnahme von Oligoklas wird hier und da ein Uebergang in Diorit hervorgebracht. Rother oder brauner Eisenthongranat ist häufig, z. B. bei Hof im Fichtelgebirge, am Kupferberg im böhmischen Erzgebirge. Der Hornblendefels ist stets ein massiges Gestein, ohne Spuren von Schichtung.

Ein grosser Theil der sog. Ophite der Pyrenäen besteht aus körnigem Hornblendegestein entweder ganz rein oder gemeng mit Epidotsubstanz, z. B. bei Pouzac nördlich von Bagnères de Bigorre, Couledoux u. s. w. (vgl. Diorit).

2. Hornblendeschiefer, schieferiges Hornblendegestein (Amphibolitschiefer); ein unvollkommen dickschieferiges Gestein, bestehend aus kurzstengeligen und faserigen Hornblendeindividuen, welche obschon sie keine völlig parallele Richtung verfolgen, sondern etwas verworren durcheinander gewoben sind, dennoch eine schieferige Textur hervorbringen. Diese Schiefer, deren einzelne Hornblendeindividuen oft sehr fein ausgebildet sind, erweisen sich in der Regel sehr deutlich geschichtet. Accessorische Gemengtheile sind wie im Hornblendefels rother Granat (ausgezeichnet z. B. bei Hannover in Nordamerica und bei Kalvola in Finnland, bei Böhmisch-Neustädtl, bei Janowitz in Schlesien oft in reichlicher Menge), gelblichgrüner Epidot, welcher meistens in feinkörnig-krystallinischen Lagen zwischen den Hornblendelagen, seltener in einzelnen Körnern ausgebildet ist, Magneteisen, Eisenkies, Markasit (Böhmisch-Neustädtl), Molybdänglanz (Glen-Elg in Schottland), Titanit (oberhalb Dissentis nach dem St. Gotthardt zu). Bisweilen tritt Feldspath in das Gemenge ein (z. B. Gegend um Kleinskall im Isergebirge) und es entstehen alsdann Uebergänge in Dioritschiefer; ebenso wird durch gleichzeitige Aufnahme von Feldspath, Glimmer und Quarzkörnern, der Hornblendeschiefer zu Syenitgneiss. Variolitischen Hornblendeschiefer nannte Stache in Siebenbürgen den-

jenigen, bei welchem zwischen den schuppigen oder strahligen Hornblendelagen regelmässig kleine runde weisse oder röthliche Feldspathkörner vertheilt sind. Nester, Trümer und Drusen von Feldspath und Quarz sind nicht selten. Nach Stache lassen deutlich schieferige quarzreiche Hornblendeschiefer Siebenbürgens häufig eine bis ins Kleinste gehende wellige Biegung der Parallellagen oder selbst zickzackförmige Fältelungen erkennen.

3. Strahlsteinschiefer (Aktinolithschiefer, Actinolite-slate), ein dickschieferiges Aggregat von grasgrünem bis lauchgrünem Strahlstein in dünnstengeligen und faserigen Individuen, denen gewöhnlich etwas Feldspath oder Quarz hinzugemengt ist. Das Gestein ist wie der Hornblendeschiefer meistens deutlich geschichtet. In den Alpen Savoyens, in Schottland und einigen nordamericanischen Staaten haben Saussure, Macculloch, Hitchcock dieses Gestein nachgewiesen; aus den tyroler Alpen bei Klausen beschrieb es Reuss, Naumann fand es in mehrern kuppenförmigen Massen am südlichen Abhange des Erzgebirges unweit Oberwiesenthal zwischen Stolzenhan und Hüttmannsgrün.

Analysen von Hornblendegesteinen verdanken wir G. Bischof (Lehrb. d. chem. u. phys. Geologie 1. Aufl. II. 930 ff.):

I. Körniges Hornblendegestein von Weidenthal am Fuss des Melibocus im Odenwald, enthält ausserdem ein weisses stark fettglänzendes Mineral (wahrscheinlich zersetzter Feldspath), keinen Quarz; spec. Gew. 2.947 bei 15° R.

II. Hornblendeschiefer von Miltitz in Sachsen; Feldspath nicht sichtbar, grünliche, chloritähnliche Grundmasse, braust nicht mit Säuren; spec. Gewicht 3.008 bei 18° R.

III. Hornblendeschiefer von Hartmannsgrün bei Gieshübel in Böhmen, mit grössern Hornblendenadeln als in II; braust gleichfalls nicht mit Säuren; spec. Gewicht 3.035 bei 17° R.

IV. Hornblendeschiefer von Kalvola in Finnland mit grossen rothen Granaten und etwas feinschuppigem Glimmer, ebenfalls nicht mit Säuren brausend; spec. Gewicht 3.198.

Einen graulichgrünen Strahlsteinschiefer von St. François, Canada, untersuchte Sterry Hunt (W. Logan's Report for 1853—56. 445). (V.)

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure .	49.42	48.65	48.62	50.15	52.30
Thonerde .	18.12	16.42	20.19	13.30	1.30
Eisenoxyd .	5.41	18.62	12.15	27.54	—
Eisenoxydul.	9.60	4.69	—	—	6.75
Manganoxyd	—	0.48	Spur	0.30	—
Kalkerde. .	8.65	7.16	11.93	0.59	15.00
Magnesia. .	3.16	2.32	1.90	2.65	21.50
Kali . . .	1.27	0.56	1.27	0.89	Nickeloxyd Spur
Natron . .	2.57	0.89	2.31	1.70	—
Glühverlust .	1.80	0.21	0.62	0.26	3.11 Wasser
	100.00	100.00	98.99	97.38	99.96

Bischof macht darauf aufmerksam, dass in I und II die relativen Quantitäten von Eisenoxyd und Eisenoxydul nicht genau bestimmt worden sind. Die Gesteine enthielten meist auch organische Substanz. V hat die Zusammensetzung eines ächten Strahlsteins.

Die Hornblendegesteine treten namentlich im Bereiche des Gneiss, Glimmerschiefers, Chloritschiefers und Thonglimmerschiefers auf, worin sie untergeordnete Lager und Stöcke bilden; manchmal wechsellagern sie auch mit diesen schieferigen Gesteinen.

Im Gebiete des Gneiss erlangen die Hornblendegesteine oft beträchtliche Dimensionen; nach v. Hochstetter sind sie im nördlichen Theile des Böhmerwaldes von Neumark bis Plan sehr entwickelt, wo sie mit glimmerhaltigen Hornblendegneissen in naher Beziehung stehen. Auch bei Petersdorf im Königgrätzer Kreise in Böhmen sind sie verbreitet. Aus dem Gneiss der schottischen Grafschaft Ross ragt die aus Hornblendeschiefer bestehende 3000 Fuss hohe Bergmasse des Ben-Lair empor. Mächtige Hornblendeschieferzonen im Gneiss finden sich noch im Nassfelde am Malnitzer Tauren, bei Steensöe unweit Trondhjem in Norwegen, bei Grafton und den Hoosac-Bergen in Massachusetts, bei Stafford in Connecticut. Auch sind die Lagerstöcke im Gneiss des Fichtelgebirges bei Hof, Münchberg, Berneck zu erwähnen. Wie die grössern Granitstöcke nicht selten an ihren Grenzen in Gneissgranite und förmliche Gneisse übergehen, so hat man auch die Beobachtung gemacht, dass das Centrum der stockartigen Gebirgsglieder von Hornblendegesteinen bisweilen aus körnigen, die Peripherie derselben aus schieferigen Massen besteht.

Die Strahlsteinschiefer erscheinen ebenfalls meist als Stöcke und Lager im Gneiss, am Mont Breven in den savoyischen Alpen, bei Klausen in Tyrol, bei Oberwiesenthal im Erzgebirge, in Schottland, auf den Shetlandsinseln, in Nordamerica z. B. ausgezeichnet bei Shutesbury in Massachusetts.

Häufig sind Hornblendegesteine im Gebiete des Glimmerschiefers, z. B. dem Schlesiens zwischen Rudolstadt und Jänowitz, bei Ober- und Niederhaselbach, Schreibendorf, Neuwaltersdorf, Landeck (L. v. Buch), bei Kongsberg in Norwegen. Nach v. Leonhard sondert sich das im Glimmerschiefer eingeschlossene Hornblendegestein nicht selten in colossale sphäroidische Massen, die aus concentrischen Schaalen bestehen, ab; der Glimmerschiefer legt sich um dieselben wellenförmig herum.

Im Thonglimmerschiefer ebenfalls hier und da bekannt; im Gebiet der grünen Schiefer im Glatzer Gebirge Schlesiens nach Beyrich.

Was die genetischen Verhältnisse der Hornblendegesteine anbelangt, so wird man den in den krystallinischen Schiefern eingelagerten Massen dieselbe Entstehungsweise, wie diesen zuschreiben müssen. Studer, Volger und Bischof haben die Vermuthung ausgesprochen, dass die in solcher Weise vorkommenden Hornblende- und Strahlsteinschiefer wohl umgewandelte Kalksteine seien. Sind auch Pseudomorphosen dieser Mineralien nach Kalk nicht bekannt, so möchte doch diese Vermuthung für einige Vorkommnisse nicht ungegründet sein. Die Uebergänge in massigen, abnorme Lagerungsverhältnisse zeigenden Diorit und das unabhängige Auftreten mancher körnigen Hornblendegesteine, wie der pyrenäischen Ophite (vgl. diese unter Diorit) scheinen allerdings für den eruptiven Character dieser Hornblendegesteine zu sprechen, auch ist die oben erwähnte Erscheinung von der körnigen Ausbildung im Centrum, der schieferigen an der Peripherie der Hornblendestöcke schwerlich auf dem Wege des Metamorphismus zu erklären, sondern es deutet dieselbe wohl mit grosser Wahrscheinlichkeit die Ursprünglichkeit der so beschaffenen Massen an.

Reuss, Strahlsteinschiefer von Klausen, N. Jahrb. f. Min. 1840. 141.
v. Hochstetter, Hornblendeschiefer des Böhmer Waldes, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. 1855. 759. 774.
Beyrich, Hornblendeschiefer des Glatzer Gebirges, Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 68.

L. v. Buch, Hornblendeschiefer von Landeck, Vers. einer mineral Beschr. v. Landeck 1797. 12.
Studer, Hornblendegesteine der Alpen, Geol. d. Schweiz I. 296.
Stache, Hornblendeschiefer Siebenbürgens. v. Hauer u. St., Geologie Siebenbürgens 1863. 207.

Skapolithfels.

Ein grau gefärbtes Aggregat von Skapolithindividuen, meist sehr feinkörnig, oder eine dichte Skapolithmasse. H. = 6.5; spec. Gew. = 3.07. Gehalt nach Dana: Kieselsäure 53.37; Thonerde 10.38; Eisenoxyd 4.50; Kalk 25.80; Magnesia 1.62; Kohlensäure 4.00 (99.67). Bildet, begleitet von Tremolit und Augit bei Canaan in Connecticut ein ungefähr 2 Meilen langes, 1000—2000 Fuss mächtiges Lager zwischen Glimmerschiefer und dolomitischem Kalkstein.

Hitchcock, Report on the geology etc. of Massachusetts 1838. 315.

Hier sei auch, obschon es eigentlich zu den gemengten gehört, das Gestein erwähnt, welches Jasche Werneritfels nannte; es ist ein Gemenge von Orthoklas mit Skapolith, dem accessorisch Graphit, Magnetkies und Eisenkies beigesellt sind; es durchsetzt gangförmig das Eisensteinlager von Büchenberg am Harz. Ein wie es scheint ähnliches Gestein beschreibt Axel Gadolin von der Insel Pusu im Ladoga-See.

Jasche, Mineralogische Studien, Quedlinburg u. Leipzig 1838. 4.
Gadolin, Verhandl. der k. russisch. mineral. Ges. zu. St. Petersburg 1857—58. 85.

Epidosit, Pistazitfels.

Der Epidosit ist ein pistaziengrün gefärbtes Gestein, wesentlich aus Epidot bestehend, welcher meist mit etwas Quarz gemengt ist. Viele rechnen den Epidosit daher auch zu den gemengten Gesteinen, Naumann gibt ihn dem Diorit als Anhang.

Pilla beschrieb den Epidosit der Insel Elba, welcher dort namentlich an der Feste Stella, unfern Portoferrajo, an der Küste bei Marciana, zu Patresi, am Schiopparello vorkommt, als ein sehr festes Gestein, bestehend aus bald schärfer geschiedenen, bald inniger verbundenen Körnern von pistaziengrünem Epidot und Quarz; es schmilzt vor dem Löthrohr zu schwarzem glänzendem Schmelz. In Drusenräumen und Spalten finden sich mitunter deutliche Epidotkrystalle. Als zufällige Beimengung erscheint Granat. Der Epidosit

ist bald mit dem Granit, bald mit dem Serpentin vergesellschaftet und zeigt Uebergänge in letztern. Pilla unterscheidet vier Abänderungen, körnigen, variolitischen, dichten (zuweilen von Epidotadern und Kalkspathschnüren durchzogen) und erdigen Epidosit.

Reichenbach berichtete über eine ziemlich bedeutende Ablagerung von feinkörnigem, apfelgrünem Epidosit, welche an der Grenze des Syenit bei Blansko in Mähren vorkommt.

Bei St. Joseph in den Shickshock-Bergen in Canada bildet nach Sterry Hunt Epidot mit Quarz ein bald grob-, bald feinkörniges compactes Gestein in mächtigen Lagern, eingeschaltet in chloritischen Schiefern. Feinkörniger Epidosit ergab: Kieselsäure 62.60; Thonerde 12.30; Eisenoxyd 9.40; Kalk 14.10; Magnesia 0.70; Natron 0.43; Verlust 0.16.

Pilla, Epidosit von Elba, N. Jahrb. f. Min. 1845. 63.
Reichenbach, Geognostische Darstellg. d. Umgeg. v. Blansko 1834. 55.
Sterry Hunt, Catalogue of Canadian rocks zur Londoner Ausstellung 1862 und Report of the geol. survey of Canada 1858. 94.

Erlanfels.

Ein dichtes Aggregat von Erlan, welches in seinem Aeussern viele Aehnlichkeit mit einem lichtgrünlichgrauen Saussurit zeigt, indessen ein etwas niedrigeres spec. Gew. besitzt (3.0—3.1), auch in seiner chemischen Zusammensetzung abweicht. C. Gmelin (Schweigg. Journ. XXXVII. 76) fand darin 53.16 Kieselsäure, 14.03 Thonerde, 7.14 Eisenoxyd, 0.64 Manganoxyd, 14.40 Kalk, 5.42 Magnesia, 2.61 Natron, 0.60 Glühverlust. Der Erlanfels bildet mit etwas Glimmer, Sahlit, Pistazit, Schieferspath, Flussspath und Zinkblende untergeordnete Massen im Glimmerschiefer beim Erlhammer unweit Schwarzenberg in Sachsen.

Erläuter. z. geogn. Karte v. Sachsen Heft II. 238.
vgl. auch Fr. Schmidt, N. Jahrb. f. Min. 1858. 828; ferner Fischer, N. Jahrb. f. Min. 1862. 440 und 1864. 48.

Smirgel.

Klein- und feinkörniges Aggregat von Korund von bläulichgrauer und unrein smalteblauer Farbe, sehr häufig mit Magneteisen gemengt.

Am Ochsenkopf bei Schwarzenberg in Sachsen bildet Smirgel ein Lager im Glimmerschiefer mit Talk und Strahlstein. Die be-

rühmten Smirgellager der Insel Naxos finden sich bei Wothri und Pereto im körnigen Kalkstein, welcher dem Glimmerschiefer und Gneiss eingelagert ist. In ähnlicher Weise erscheint der Smirgel auf Samos und bei Magnesia in Kleinasien. Ch. Jackson berichtete über ein in der Nähé von Chester, Grafschaft Hampden in Massachusetts aufgefundenes, 3—10 Fuss Mächtigkeit besitzendes Smirgellager im Glimmerschiefer, welcher mit Hornblendeschiefer, Talk- und Chloritschiefer vergesellschaftet ist. Das Vorkommen ist dem von Naxos ähnlich, der Smirgel ist mit Magneteisen und Rotheisen gemengt und von zahlreichen Margaritadern durchzogen.

P.v.Tchihatcheff, Smirgel in Kleinasien, Comptes rendus 20. März 1848.
L. Smith, Smirgel in Kleinasien. l'Institut 1850. XVIII. 225. 257.
Landerer, Smirgel von Naxos, N. Jahrb. f. Min. 1850. 681.
Ch. Jackson, Smirgel v. Chester, Comptes rendus 1865. LX. 421.

Chloritschiefer.

(Ripidolithschiefer, Chloritoschiste, Schiste chloriteux.)

Der Chloritschiefer ist ein schuppig-schieferiges Aggregat von grünlichem Chlorit, gewöhnlich mit etwas Quarz, häufig auch mit Feldspath, Glimmer oder Talk.

Die gewöhnliche Farbe des Gesteins ist unrein lauchgrün bis schwärzlichgrün, der Strich ist grünlichgrau; hauptsächlich aus Chlorit bestehend ist es sehr weich und milde. Ist der Quarz vorhanden, so ist er entweder fein durch das ganze Gestein vertheilt, welches alsdann grössere Härte gewinnt, oder er ist darin in Form von zerstreutliegenden Linsen, Lamellen und Nestern angesammelt; bisweilen auch durchzieht er dasselbe als dünne Adern und Trümer. Durch das vermehrte Eintreten von Feldspath erhalten die Chloritschiefer ein gneissartiges Ansehen. In den Salzburger und Oberkärnthner Alpen kennt man periklinführende Chloritschiefer. Glimmer- und Talkblättchen sind ebenfalls eine häufige Erscheinung in diesem Gestein. Der Chloritschiefer ist meistens dickschieferig ausgebildet und lässt sich nicht leicht in dünne Lamellen spalten.

Mancherlei Mineralien treten als accessorische Bestandtheile darin auf und zwar sehr häufig in schönen, um und um ausgebildeten Krystallen:

M a g n e t e i s e n in scharfen Oktaedern, oft in grosser Menge eingesprengt; Zillerthaler und Rauriser Alpen: Pfitsch und Ohrn

in Tyrol; Chloritschiefer des Urals; Monroe in New-York; Bridgewater und Marlborough in Vermont; Windsor in Massachusetts. Bitterspath: St. Gotthard, Greiner im Zillerthal, Ingelsberg bei Hofgastein. Granat in Rhombendodekaedern, z. B. bei Böhmisch-Neustädtl, Greiner in Tyrol, Slatoust im Ural, New-Fane und Marlborough in Vermont. Turmalin: Habacher Alpen, Beresowsk, Gornoschit und Kassoibrod im Ural. Rhaeticit: Salzburger und Oberkärnthner Alpen. Strahlstein; Diopsid; Epidot häufig in den Alpen und bisweilen so überhand nehmend, dass Epidositschiefer entstehen. Titanit: Salzburger Alpen, St. Gotthard nach Dissentis zu. Korund: Kassoibrod im Ural. Smirgel: Mramorsk bei Katharinenburg. Eisenglanz: Beresowsk im Ural; Titaneisen; Eisenkies: Grossarl und Lend in Oesterreich, Pfitschthal, Schelesinsk im Ural; Kupferkies: Pusterthal in Tyrol, Untersalzbachthal in Oesterreich.

Das häufige Auftreten von Glimmer und Talk wurde schon erwähnt. Nach den Gebrüdern Schlagintweit enthält der Chloritschiefer vom Gipfel des Grossglockner Kalkspath.

I. Chloritschiefer aus dem Pfitschthal in Tyrol, Varrentrapp in Poggend. Ann. XLVIII. 1839. 189.

II. Chloritschiefer, graugrün und feinschuppig, hier und da mit einem schwarzen Glimmerblättchen; vom Riffelhorn südlich von Zermatt, nach dem Gorner Gletscher zu, Bunsen Mittheil. an Roth 1861.

	I.	II.
Kieselsäure	31.54	42.08
Thonerde	5.44	3.51
Eisenoxyd	10.18	—
Eisenoxydul	—	26.85
Manganoxydul	—	0.59
Kalk	—	1.04
Magnesia	41.54	17.10
Wasser	9.32	11.24
	98.02	102.41

Die Kieselsäuremenge in I stimmt mit der des Minerals Chlorit überein; dagegen enthält dies meist nur 3—5 pct. Eisenoxydul und 33—36 pct. Magnesia, dafür meist 15—19 pct. Thonerde; nach dem Thonerdegehalt kann in I nur circa 25 pct. Chlorit vorhanden sein.

Noch abweichender von der Chloritzusammensetzung ist II; darin wird auch eine Spur von Alkalien angegeben.

Das specifische Gewicht schwankt zwischen 2.7 und 2.8.

Der Chloritschiefer zeigt Uebergänge in Talkschiefer, Glimmerschiefer, Thonglimmerschiefer und schieferigen Serpentin. Durch häufiges Eintreten von Strahlstein geht nach Macculloch der Chloritschiefer des mittlern Schottland in Hornblendeschiefer über. Mit allen diesen Gesteinen kommt der Chloritschiefer auch wechsellagernd vor. Viele Chloritschiefer scheinen sich aus Thonschiefer entwickelt und selbst wieder zu Glimmerschiefern und Talkschiefern umgebildet zu haben. Einlagerungen von Magneteisen, Eisenglimmerschiefer, Serpentin, körnigem Kalkstein und Quarzit sind häufig; diese untergeordneten Quarzitlager im Chloritschiefer sind mitunter goldhaltig, wie es z. B. bei denjenigen der Südstaaten Nordamericas, den brasilianischen und denjenigen von Sennaar in Ostafrica der Fall ist.

Stets ist der Chloritschiefer deutlich geschichtet, und es zeichnen sich seine Schichtungsflächen durch ihre grosse Ebenheit und Regelmässigkeit aus. Die Chloritschiefer treten als Lager und Schichten im Gneiss, Glimmerschiefer und Thonglimmerschiefer auf. Der Gneiss von Göthaborg enthält nach Hausmann häufige Einlagerungen von Chloritschiefer. In Vereinigung mit Glimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer haben sie in den Alpen Salzburgs und Oberkärnthens eine so grosse Verbreitung, dass sie als ein besonderes Schichtensystem gelten können; diese Gesteine lagern sich in mächtiger Entwicklung im Norden und Süden an die aus Granit-Gneiss bestehende Centralmasse an. Der Gipfel des 12158 Fuss hohen Grossglockner besteht nach v. Rosthorn und Schlagintweit aus Chloritschiefer. Credner beschrieb die Verhältnisse dieser alpinen Schiefer sehr ausführlich im N. Jahrb. f. Min. 1850. 517. Am Greiner im Zillerthal, am Monte Rosa tritt er ebenfalls in Verbindung mit Glimmerschiefer auf. Nach Studer finden sich beträchtliche Chloritschieferablagerungen im südlichen Theile des Oberhalbsteiner Rheinthales in Graubündten, bei Chiavenna, im Malencothale im Veltlin. Bei Schwarzbach, Wiersberg u. a. O. im Fichtelgebirge.

Im Thonglimmerschiefer der Gegend von Harthau bei Chemnitz kommt ein eigenthümlicher Chloritschiefer vor, an welchem A. Knop sehr eingehende und interessante Untersuchungen anstellte. In seiner

dunkelgrünen Hauptmasse treten hier nnd da Krystalle von Oligoklas oder Labrador hervor und daneben zahlreiche und deutliche gelblichgrüne Flecken einer pinitartigen Glimmersubstanz, welche durch Umwandlung des triklinischen Feldspaths entstanden ist. Quarzadern und Quarzlagen durchziehen das Gestein nach allen Seiten. Auf die Stellung der neugebildeten Glimmeraggregate scheint die Schieferrichtung des Gesteins nicht ohne Einfluss gewesen zu sein.

Nach Macculloch ist in Mittelschottland hauptsächlich in Argyllshire der Chloritschiefer sehr entwickelt. Russegger berichtet, dass in Sennaar der Chloritschiefer eine sehr grosse Ausdehnung besitzt; er enthält zahlreiche Ausscheidungen von Quarz und mächtigere Quarzitlager, darunter die goldführenden, welche sich im Adithale, südlich von Fazoglo, finden.

Sehr grosse Verbreitung gewinnen die Chloritschiefer nach G. Rose im mittlern Zuge des Urals um Katharinenburg und weiter nordwärts. Nach den Beobachtungen von Hitchcock treten auch in Nordamerica, z. B. in den Staaten Vermont, Massachusetts, Rhode-Island die Chloritschiefer als ausgedehnte Bildungen auf.

G. Bischof, Chem. u. phys. Geologie 2. Aufl. III. 223.
Credner, Chloritschiefer der Centralalpen im N. Jahrb. f. Min. 1850. 517.
Macculloch über Chloritschiefer Schottlands, Descr. of West. Isl. II. 283.
G. Rose, Chloritschiefer im Ural. R. n. d. Ural I. 157 u. s. w. II. 538.
A. Knop, Chloritschiefer von Harthau, Programm der Gewerbeschule zu Chemnitz 1856.

Chloritoidschiefer nannte Sterry Hunt dunkle Schiefer, welche wesentlich aus Chloritoid bestehen und in Canada sehr ver breitet sind. Der Chloritoid oder Chloritspath ist ein schwärzlichgrünes, schuppiges oder blätteriges, manchmal sphäroidische Aggregate bildendes, schwach perlmutterglänzendes Mineral, welches aus ungefähr 24—26 Kieselsäure, 38—45 Thonerde, 28—30 Eisenoxydul besteht und nach Bonsdorff, Hermann und v. Kobell noch 6—7 pct. Wasser enthält, eine Zusammensetzung, welche sich ungefähr durch die Formel $\dot{\mathrm{Fe}}\,\ddot{\mathrm{Si}} + \underline{\dddot{\mathrm{Al}}}\,\dot{\mathrm{H}}$ ausdrücken lässt.

Brush in Am. journ. of sc. a. arts. XXXI. 1861. 358; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1861. 574.

Topfstein (Lavezstein, Giltstein, Potstone, Pierre ollaire, Lavezzi). Ein filzig-schuppiges grünlichgraues bis schwärzlichgrünes Gestein, welches wesentlich aus einem dichten Gewebe von Chlorit

besteht. Die Masse ist mild, lässt sich mit dem Fingernagel ritzen, mit dem Messer schneiden, braust bisweilen mit Säuren, widersteht aber dem heftigsten Feuer.

Sehr häufig ist auch zu den innig mit einander verbundenen und verfilzten Chloritblättchen Talk hinzugemengt, weshalb Einige den Topfstein dem Talkschiefer zurechnen. Am Berge Calmot am östlichen Ende des Oberalpsees im Quellgebiete des Rheins fand vom Rath ein Gestein (Talk-Chloritschiefer) bestehend aus liniendicken Lagen von silberglänzendem Talk, welche mit papierdünnen Schichten dunkelgrünen Chlorits abwechseln.

Kalkspath oder Dolomit erscheint in Körnern oder durch die Masse vertheilt, wie dies auch mit dem Serpentin der Fall ist. Glimmerblättchen finden sich auch hier und da, reichlich und häufig ist Magneteisen, seltener Eisenkies eingesprengt. Der Topfstein von Trondhjem enthält kleine Mengen von Titaneisen, der von Chiavenna und von Kvikne in Norwegen Magnetkies. Meistens sind die Chloritblättchen verworren durcheinander gewoben, bisweilen besitzen sie einen gewissen Parallelismus, wodurch schieferige Topfsteinvarietäten entstehen.

Die chemische Zusammensetzung der Topfsteine kann nur eine sehr schwankende sein:

I. Schmutzig grüner mit deutlichem Chlorit, Zöblitz in Sachsen. Scheerer, Poggend. Ann. LXXXIV. 1851. 344.

II. Graugrüner mit Talklamellen und Chloritblättchen von Chiavenna. Delesse in Ann. des mines (5) 1856. X. 334.

III. Graugrüner von Kvikne in Norwegen. Delesse ebendas.

IV. Graugrüner mit Chloritblättchen von Potton in Canada. Delesse ebendas.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure . . .	60.31	36.57	38.53	29.88
Thonerde . . .	0.79	1.75	3.55	29.53
Eisenoxyd . . .	0.45	5.85	8.20	
Eisenoxydul . .	2.11	—	—	—
Kalk	Ṅi 0.30	1.44	4.02	0.77
Magnesia . . .	29.94	35.39	31.45	28.32
Wasser	5.87	4.97	4.25	11.50
Kohlensäure . .	—	14.03	10.00	—
	99.77	100.00	100.00	100.00

Die Zusammensetzung ist demgemäss sehr wechselnd; der Hauptsache nach aber sind alle diese Topfsteine wasserhaltige Magnesiasilicate. Der hohe Kieselsäuregehalt in I dürfte durch eine Beimengung von Quarz hervorgerufen sein. Scheerer fand für diesen Topfstein das spec. Gew. 2.80. Die Kohlensäure in II und III scheint vorzugsweise an Magnesia und Eisenoxydul gebunden, daher auch letzteres anstatt des Eisenoxyds vorhanden zu sein; Magnesiacarbonat kommt auch in dem Listwänit vor. Im Feuer verlieren die Topfsteine durch das Entweichen von Wasser und Kohlensäure 7—21 pct.

Der Topfstein findet sich mit Serpentin und Chloritschiefer vergesellschaftet, in welche beiden Gesteine er auch übergeht. Chiavenna in den Schweizer Alpen; Umgegend von Trondhjem in Norwegen; Boston in Massachusetts; Potton in Canada. Wegen seiner leichten Bearbeitbarkeit werden mancherlei Gegenstände aus ihm gefertigt und seine Feuerbeständigkeit macht ihn zum vortrefflichen Material für Oefen und Töpfe.

Delesse unterscheidet dreierlei Topfsteine:

a) Chlorittopfstein, welcher fast gänzlich aus Chlorit besteht, dessen Lamellen bald mikroskopisch, bald mehrere Millimeter lang sind; er wird immer beträchtlich durch Säuren angegriffen; die Analyse IV betrifft einen Chlorittopfstein; solche Gesteine kommen vor zu Monteschens in der Gemeinde Ossola, in der Umgegend von Pignerolles, zu Campei in der Gemeinde Camandona bei Bielle, zu Balma della Vessa in der Gemeinde Ala in Piemont, zu Trondhjem in Norwegen, Potton in Untercanada, Gya und Dajpoor in Indien.

b) Steatit- und Talktopfstein, meistens von hellerer Farbe, wie der von Prales in Piemont, der grönländische, der von Hospenthal am St. Gotthardt, einige Varietäten von Chiavenna und Kvikne in Norwegen, der von Madras in Indien, welcher Balpum genannt wird.

c) Eigentlichen Topfstein nennt Delesse denjenigen, welcher aus einem Gemenge von Chlorit und Talk besteht.

Auf die Umwandlung von Dolomit in Topfstein hat Volger in seiner Entwicklungsgeschichte der Mineralien der Talkglimmerfamilie die Aufmerksamkeit gelenkt; es ist ein Vorgang, der sich in den Alpen an zahlreichen Punkten genau beobachten lässt, und welcher sich durch eine Austauschung der Kohlensäure des Magnesia-

carbonat gegen Kieselsäure unter Vermittlung von Wasser und Auslaugung des Kalkcarbonat durch Wasser und die aus dem Magnesiacarbonat ausgeschiedene Kohlensäure in sehr befriedigender Weise erklärt. Ueber dieselbe Umwandlung von Dolomit in Topfstein auf dem Raasdals Fjeld, südwestlich von Laurgaard in Gudbrandsdalen (Norwegen) erstattete Gurlt Bericht.

Studer, Lehrbuch der physik. Geographie und Geologie 1844. I. 170.
Delesse, Biblioth. univers. de Genève 1856, (4) 213. Ann. des mines (5) 1856. X 333 und Bull. d. l. soc. géol. de Fr. (2) 1857. XIV. 281.
vom Rath, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 385.
Gurlt, Niederrhein. Gesellsch. f. Nat.- u. Heilkunde 8. April 1863.

Talkschiefer.

(Talcite, Talcose slate, Schiste talqueux, Stéaschiste.)

Ein schieferiges Aggregat von Talkschuppen, sehr häufig mit Quarz oder Feldspath gemengt.

Der Talkschiefer ist von hellgelber, gelblichgrüner, grünlichgrauer bis ölgrüner Farbe, sehr weich und milde, fettig anzufühlen und besitzt Perlmutter- oder Fettglanz. v. Eschwege fand smaragdgrünen Talkschiefer zu Morro de S. Francisco de Paula in Villa ricca, Brasilien, Selb pfirsichblüthrothen in der Gegend von Tiefenkasten auf dem Wege nach dem Septimer. Die Textur ist dick- oder dünnschieferig. Der Quarz bildet darin theils eingesprengte Körner, theils kommt er in der Form von Linsen, Lagen oder kleinen Adern vor. Feldspath, im ganzen seltener als der Quarz, erscheint nur in feinen krystallinischen Körnern. Nicht immer ist es wohl der gewöhnliche Talk, welcher den Talkschiefer zusammensetzt, sondern es nehmen auch andere talkähnliche Magnesiasilicate an seiner Bildung Theil. Glimmerschiefer von hellen Farben sind nicht selten mit Unrecht dem Talkschiefer zugezählt worden.

Als zufällige Beimengung erscheinen ausser Feldspath und Quarz: Chlorit, nicht selten in den Talkschiefern; Glimmer (Val Canaria); Magnesitspath (Zillerthal, Salzburg); Granat (St. Gotthardt, Val Canaria, Valtigels bei Sterzing in Tyrol, Allemont im Dép. der Isère); Cyanit; Staurolith (Val Piora); Chlorospinell, Xanthophyllit und Hydrargillit an der Schischimskaja bei Slatoust; Turmalin; Olivin in bis faustgrossen glasglänzenden Stücken am Berge Itkul, südlich von Syssersk im Ural (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1850. 59); Glinkit Romanowski's,

ein derber Olivin in kleinen Gängen von einigen Linien bis 3 Zoll Mächtigkeit bei Kytschimsk, nördlich von Miask (Zeitschr. d. d. geol. Ges. XI. 147); Strahlstein (Zillerthal, Greiner, Val Tremola am St. Gotthardt, Gornoschit, Kytschimsk im Ural); Asbest (Greiner, Middlefield in Massachusetts); Eisenglanz (Schabrowskoi bei Katharinenburg); Magneteisenerz (Andermatt am Breithorn, Obersaxer Gruben in Graubündten, Slatoust am Ural, Cumberland in Rhode-Island); Eisenkies.

Die Analysen der als Talkschiefer bezeichneten Gesteine haben sehr auseinanderlaufende Resultate ergeben:

I. Oel- lauchgrüner Talkschiefer von Gastein. R. Richter, Pogg. Ann. LXXXIV. 1851. 368.

II. Bläulichgrauer Talkschiefer mit Glimmerblättchen und Eisenkieskörnchen von Zöptau. G. Werther, Mittheilung an J. Roth 1861.

III. Schmutzig grüner Talkschiefer von Fahlun, Scheerer, Pogg. Ann. LXXXIV. 1851. 345.

IV. Krummschieferiger, ölgrüner Talkschiefer von Fahlun, Uhde, Mittheilung von G. Rose an J. Roth.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure . . .	50.81	53.28	57.10	58.66
Thonerde . . .	4.53	4.43	4.69	9.26
Eisenoxyd . . .	7.58	5.79	0.81	4.42
Eisenoxydul . .		1.04	1.07	—
Kalkerde . . .	—	1.51	—	0.94
Magnesia . . .	31.55	29.85	30.11	22.78
Wasser	4.42	2.60(Glv.)	6.07	4.09
	98.99	98.50	99.85	100.15

Die Analysen zeigen beträchtliche Verschiedenheiten von der Zusammensetzung der reinen Talke, welche 62—64 pct. Kieselsäure, 28 — 34 pct. Magnesia, nur geringe Mengen von Eisenoxyd und Thonerde und nur wenig Wasser enthalten. Da die Analysen meist einen geringern Kieselsäuregehalt aufweisen als der Talk besitzt, so dürfte wohl Chlorit beigemengt (worauf auch der Thonerdegehalt verweist), Quarz dagegen nicht eingesprengt gewesen sein. Ein Gestein vom Berge Zebernik im Gömörer Comitat, welches Ferjentsik als Talkschiefer analysirte (Jahrb. d. geol. R.anst. VII. 1856. 806) und in welchem er nur 27.65 pct. Kieselsäure fand, kann kein solcher sein. II enthält noch 1.49 an Kali und Natron (Journ. f. pr. Ch. XCI. 330).

Der Talkschiefer ist stets deutlich geschichtet und bildet manchmal Wechsellagerungen mit andern krystallinischen Schiefern. Uebergänge zeigt er in Chloritschiefer, Glimmerschiefer, Thonschiefer, Protogingneiss.

In Europa besitzt der Talkschiefer, wie der Chloritschiefer ein nicht sehr verbreitetes Gestein, seine grösste Entwicklung in den südlichen Walliser und Tessiner Alpen (St. Bernhardt, Mont Blanc, Monte Rosa). In den Kärnthner und Zillerthaler Alpen ist er mit dem Chloritschiefer vergesellschaftet. Im Thonschiefer bei Rudolphstein zwischen Gefell und Lichtenberg im Fürstenthum Reuss bildet der Talkschiefer eine Einlagerung. Sollte er hier ein Umwandlungsproduct des Thonschiefers sein, so könnte dies nur durch eine beträchtliche Zufuhr von Magnesia erklärt werden können.

Im Fichtelgebirge bei Thiersheim unweit Wunsiedel; auch im Erzgebirge hier und da zwischen Glimmerschiefer auftretend. In Italien ist der Talkschiefer häufig zur Ausbildung gelangt, Vicenza, Toscana, an mehrern Punkten der Apenninen, auf den Inseln Elba und Corsica.

Eine sehr grosse Verbreitung gewinnt aber nach G. Rose der Talkschiefer im Ural. Das gelblichgraue bis grünlichgraue Gestein, welches sehr häufig Feldspathkörner und Quarztheile in sich aufnimmt, setzt fast die ganze Uralkette von Nischnej-Tagilsk bis in den höchsten Norden zum Meere zusammen. Im südlichen Ural kennt man ihn nur als untergeordnetere Einlagerungen im Glimmerschiefer (wie in der Schischimskaja Gora bei Slatoust) und im Thonschiefer (bei Miask). Zwischen Katharinenburg und Nischnej-Tagilsk nimmt er dagegen schon Antheil an der Bildung des Gebirgskammes. Hier und da kommen Lager von Quarzit oder von körnigem Kalk in dem uralischen Talkschiefer vor.

Wie der Chloritschiefer, so spielt auch der Talkschiefer in einigen Staaten Nordamericas eine nicht unbedeutende Rolle, so z. B. in Vermont, Massachusetts, Rhode-Island, Maryland, wo er bisweilen mächtig entwickelt ist. Rothes Kieselmangan, Magneteisenerz und Serpentin treten als untergeordnete Lager darin auf. In mächtigen Schichten wechsellagernd mit Thonschiefer und Itacolumit erscheint der Talkschiefer in Brasilien, wo namentlich v. Eschwege und Pissis seine Verhältnisse erforscht haben. In petrographischer Hinsicht stimmen nach Pissis die brasilianischen Talkschiefer vollständig mit

den alpinen überein. In den Nestern von Quarz und Steinmark, welche sie in dem Striche zwischen Boa und Chiqueiro enthalten, finden sich die berühmten Topase in Gesellschaft mit Bergkrystall, Euklas, Rutil, Titaneisenerz.

Listwänit ist eine grünliche oder gelbliche Varietät des Talkschiefers, von körnig-schieferiger Structur, welche sehr viel Quarz enthält und ausserdem mit eisenhaltigem Bitterspath gemengt ist. Letzterer Bestandtheil löst sich in Salzsäure mit Brausen auf und es bleibt ein poröser Quarzit mit grünem Talk gemengt zurück. Nach G. Rose, welchem man die erste Kenntniss dieses Gesteins verdankt, kommt es bei Beresowsk im Ural vor, wo Beresitgänge in ihm aufsetzen, die wieder von goldführenden Quarzgängen durchsetzt werden. Dasselbe Gemenge erscheint, gleichförmig eingelagert in andere krystallinische Schiefer, auch noch an verschiedenen andern Orten im Ural, z. B. an der Bertewaja bei Nischnej-Tagilsk, an der Berkutskaja-Gora und der Goldgrube Perwo-Pawlowsk bei Miask u. s. w. Nach Studer gibt es ähnliche Gesteine auch in den Alpen.

Dolerine wurde von Jurine ein Talkschiefer genannt, welcher Feldspath und Chlorit als wesentliche Beimengungen enthält und nach Favre in den penninischen Alpen sehr verbreitet ist. Omalius d'Halloy bezeichnete solche Gesteine als Stéaschiste feldspathique (Des roches considérées minéralogiquement S. 70).

G. Rose, Talkschiefer des Ural, Reise n. d. Ural II. 535 ff.
v. Eschwege, Talkschiefer Brasiliens; Beiträge zur Kenntn. Brasiliens 278 ff.
G. Rose, Listwänit. Reise n. d. Ural I. 185. II. 537.
Jurine, Dolerine. Journal des mines XIX. 374.
Favre, Dolerine. N. Jahrb. f. Min. 1849. 41.

Serpentin.

(Marmolith, Ophiolith).

Der Serpentin bildet eine dichte meist unrein grün gefärbte, im Bruch splitterige, wenig glänzende bis matte Masse, von sehr geringer Härte, welche in chemischer Hinsicht wesentlich aus kieselsaurer Magnesia mit beträchtlichem Wassergehalt besteht.

Die Farbenreihe des Serpentin ist eine sehr grosse: am vorherrschendsten ist dunkelgrün als schwärzlichgrün, olivengrün, lauchgrün; einerseits geht das schwärzlichgrüne in das fast ganz schwarze,

andrerseits in heller grüne Farben, ölgrün, pistaziengrün, zeisiggrün über; daneben kommen gelbe, braune, rothe bis blutrothe Färbungen vor. Manchmal findet ein schneller Wechsel der Farben statt, indem verschiedene derselben als Flammen, Wolken Adern, Flecken in einander auftreten. Delesse zeigte, dass diese verschiedenen Farben wohl nur von verschiedenen Oxydationsstufen und Verbindungszuständen des Eisens herrühren, weil ihm sehr abweichend gefärbte Serpentinvarietäten nahezu vollständig übereinstimmende qualitative und quantitative Zusammensetzung ergaben; auch machte er die Beobachtung, dass in vielen Fällen in gesetzmässiger Weise die grün oder schwarz gefärbten Partieen Adern oder Bänder in den braun gefärbten bilden; die dunklern Färbungen sind meist an ehemalige, nicht immer mehr erkennbare Spalten und Risse gebunden, auf denen das oxydirende Wirkung ausübende Wasser eindrang.

Zuweilen scheint der Serpentin eine feinkörnige oder undeutlich-feinfaserige Textur zu besitzen. G. Rose beschreibt von dem Dorfe Uktuss bei der uralischen Kupfergrube Gumeschewskoi einen eigenthümlichen graulichgrünen Serpentin, welcher aus einer Menge kleiner faseriger durcheinander gewachsener Zusammensetzungsstücke besteht, wodurch auch ein ungewöhnlicher Glanz erzeugt wird (Reise n. d. Ural I. 244). Die Härte des Serpentin beträgt nur 3 — 4; die Masse ist so weich und milde, dass sie sich leicht mit dem Messer schneiden lässt; sie ist fettig anzufühlen, wie das Magnesiasilicat Talk.

Der Serpentin ist reich an allerlei eingesprengten accessorischen Mineralien, welche demselben nicht selten das Aussehen eines gemengten Gesteins verleihen; es sind zu erwähnen:

G r a n a t und P y r o p von rother, brauner und grüner Farbe, sehr häufig eingewachsen in Körnern bis zur Grösse einer Haselnuss: z. B. Zöblitz, Waldheim in Sachsen, Alpe la Mussa in Piemont. Der Granat ist bei Greifendorf in Sachsen, bei Higuerote unfern St. Pedro in der Gegend von Caracas zum grossen Theil in Chlorit umgewandelt, bei Schwarzenberg kennt man Pseudomorphosen von Serpentin nach Granat. Der Granat in den Serpentinen der Vogesen ist nach Delesse bald roth oder braun, bald grün oder graulichgrün; beide Varietäten zeigen sich nicht selten in einem Handstück, oder man findet concentrisch-schaalige Granatkörner, bei denen eine rothe Schaale einen grauen Kern umhüllt; Delesse

betrachtet diese Granaten der Vogesenserpentine als eine Varietät des Chromgranat oder des Pyrop.

Ein grosser Theil der Granaten ist, wie auch mehrere andere Mineralien z. B. Diallag wohl nicht als eigentlich accessorischer Gemengtheil anzusehen, sondern als ein geretteter Ueberrest aus demjenigen Gestein, aus dessen Umwandlung der Serpentin hervorging, z. B. aus Eklogit.

Magneteisenerz, ebenfalls häufig z. B. in den Serpentinen der Vogesen, am Matterhorn, am Breithorn im Zillerthal; im Ural; oft in ausserordentlich feinen Körnchen, bisweilen in solcher Menge eingesprengt, dass die Serpentinfelsen, ja Serpentinhandstücke ablenkend auf die Magnetnadel einwirken (Serpentin von Zell im Fichtelgebirge, von Anninsky im Ural). Grosse Nester und Stöcke von Magneteisenerz finden sich in den alpinen und nordamericanischen Serpentinen.

Chromeisenerz, welches hauptsächlich in den Serpentinen zu Hause ist; eingesprengt in Körnern, und wie Magneteisenerz auch grössere Massen bildend: Kraubat in Steiermark; Hrubschitz in Mähren; in den Vogesenserpentinen, wo sich das Chromeisen auch in den Granaten findet, in denen es bald unregelmässig zerstreute, bald in concentrischen Zonen angeordnete Körnchen bildet; auf den Shetlandsinseln Unst und Fetlar; Portsoy in Schottland; Charme, la Mousse und Goujot in den Vogesen; Harford und Barrehills bei Baltimore in Maryland und an vielen andern Punkten in Nordamerica; vielorts im Ural.

Schillerspath. Bronzit (Kraubat in Oesterreich, Saaser-Thal im Wallis, Lizard in Cornwall, Girwan in Schottland). Diallag, nach Delesse in manchen Serpentinen der Vogesen als olivengrüne, lichtgrüne oder smaragdgrüne Krystalle von ziemlicher Pellucidität, bisweilen über 1 Centimeter lang; der Diallag von Houx mit: Kieselsäure 56.33; Chrom- und Manganoxyd 1.50; Eisenoxydul 6.73; Magnesia 31.93; Kalk 1.40; Glühverlust 2.11 ist wohl eher Bronzit. Nach G. Rose in reichlicher Anzahl und bedeutender Grösse in den Serpentinen bei der Anninskischen Wäsche unweit Miask (Reise in den Ural II. 164). Gegend von Florenz, namentlich am Monte Ferrato bei Prato. Chlorit, welcher in den Serpentinen der Vogesen kleine Schnürchen bildet und als Product einer mehr oder weniger weit vorgeschrittenen Umwandlung des Granat erscheint;

der entstehende Chlorit ist chromhaltig und magnesiareich; andere solche Pseudomorphosen sind schon oben angeführt. Glimmer (bei Zöblitz in Sachsen in strahlig blätterigen Kügelchen bis zu Erbsengrösse, Felling bei Krems in Oesterreich); Hornblende; Eisenkies; Arseneisen, letzteres etwas goldhaltig im Serpentin von Reichenstein in Schlesien. Eisenglanz in mikroskopischen Krystallen zu Brezoir am Col du Bonhomme. Gold, nach G. Rose bei Kytschimsk im Ural, nach Diday in den Serpentinen nördlich von Genua am Abhange der Bochetta. Das Platin des Ural ist nach v. Helmersen und G. Rose höchst wahrscheinlich ursprünglich in Serpentin eingewachsen.

Ausserdem findet sich noch eine grosse Menge anderer Mineralsubstanzen in Form von accessorischen Bestandmassen, von Trümern, Adern und Nestern in den Serpentinen, als da sind:

Chrysotil, der Asbest der Serpentine, edler Serpentin, Pikrolith, welche wohl nur als Regenerationen des Serpentin in Klüften zu betrachten sind. »Die faserigen Serpentinasbest-Trümer durchschwärmen den Serpentin gerade so, wie die faserigen Gypstrümer den dichten Gyps« (Naumann); schön bei Reichenstein in Sachsen, wo die chemische Untersuchung die Identität beider Substanzen dargethan hat; auch Delesse hat in den Vogesen durch vergleichende Analysen dasselbe Resultat erlangt: am ausgezeichnetsten auf Staten-Island in Nordamerica. Solche Trümer bilden oft ein förmliches Netzwerk im Serpentin.

Chlorit, bisweilen in mächtigen Trümern und Nestern. Nach Müller wird der Serpentinstock von Greifendorf allerorts von 1 L. bis 3 F. dicken Chloritgängen in unzähliger Menge durchschwärmt; nach Naumann in dem Serpentingange von Tirschheim in Sachsen. G. Rose beobachtete Lager von Chloritschiefer in Serpentin in der Nähe von Katharinenburg, Tschaikowski ein 20 Lachter mächtiges solches Lager an der Patruschicha, einem Nebenfluss des Uktuss (Reise nach dem Ural I. 173); der erstere Forscher sah zwischen Miask und Slatoust eine Reihe flacher Hügel von gelblichgrünem Serpentin, von denen jeder einen Kern dunkelgrünlichgrauen Granats enthielt (ebendas. II. 98).

Kalkspath; Dolomitspath; Magnesit; Nemalit (in den Vogesen bei St. Sabine) und Brucit (in den Vogesen bei Goujot) selten; Hydrotalkit bei Snarum in Norwegen. Dermatin

und Pyknotrop zu Waldheim in Sachsen. Völknerit, Gurhofian zu Gurhof, Karlstätten und Els in Oesterreich. Seifenstein (Soapstone) namentlich in der südöstlich sich abzweigenden Halbinsel von Cornwall bei Kynance und Mullion Gänge im Serpentin bildend. Kerolith (Kosemütz in Schlesien, Hartmannsdorf und Zöblitz in Sachsen). Die meisten dieser Mineralien sind gleichfalls wasserhaltige Magnesiasilicate.

Quarz, Chalcedon, Jaspis, Chysopras, Halbopal.

Kupfererze sind häufig mit Serpentin vergesellschaftet. Gediegen Kupfer findet sich vielfach in Serpentin, z. B. in Cornwall, wo bedeutende Nester davon vorgekommen sind; zu Guldholmen bei Moss in Norwegen; auf der Shetlands-Insel Yell. Der Serpentin des Monte Ramazzo bei Genua enthält in grosser Menge Kupferkies, die Kupfererzlagerstätten vom Monte Catini in Toscana stehen nach Fr. Hoffmann, Burat und Hamilton, die von Arghaneh-maden in Kurdistan nach Warington Smyth mit Serpentinen in Verbindung. Auch Rotheisensteine bilden Lager in Serpentinen; einen 4 Fuss mächtigen Brauneisensteingang beobachtete Müller im Greifendorfer Serpentin in Sachsen.

Ueber die Structur und optischen Verhältnisse des Serpentin, sowie zahlreicher in ihm vorkommender Mineralien (z. B. Chrysotil, Pikrolith) hat Websky Untersuchungen angestellt.

Der Serpentin setzt im Kolben Wasser ab und schwärzt sich dabei; auf der Kohle brennt er sich vor dem Löthrohr weiss, schmilzt aber gar nicht, oder nur ungemein schwer an dünnen Kanten. Schwefelsäure, auch wohl Chlorwasserstoffsäure zersetzen den Serpentin, und es scheidet sich die Kieselsäure alsdann als ein schleimiges Pulver ab.

Analysen von Serpentinen:

I. Serpentin von Ate Chonire zwischen Breona und Chombaira, Walliser Alpen, dicht schwarzgrün. Schweizer, Journ. f. pr. Chemie XXXII. 378.

II. Dunkelgrüner Serpentin vom Col de Pertuis in den Vogesen; gewöhnlich granatführend; Magneteisen vor der Analyse entfernt. Delesse, Ann. des mines (4) XVIII. 1850. 341.

III. Kastanienbrauner Serpentin mit grünen Adern von Goujot in den Vogesen; röthliche und grünliche Granaten enthaltend. Delesse ebendas. 342.

IV. Rother Serpentin von Kynancebay in Cornwall. Haughton in Philos. Magaz. X. 253 u. Journ. f. pr. Chem. LXVII. 383.

V. Homogener Serpentin von Oxford, Canada. Hunt, Am. journ. of sc. (2) XXV. 1858. 219.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure . .	44.22	40.83	42.26	38.29	40.30
Thonerde . . .	1.36	0.92	1.51	—	—
Eisenoxydul . .	4.90	7.39	7.11	13.50	7.02
Manganoxyd . .	—	Spur }	Spur	—	0.26 $\dot{N}i$
Chromoxyd . .	—	0.68 }		—	Spuren
Kalk	—	1.50	0.80	—	—
Magnesia . . .	36.41	37.98	38.90	34.24	39.07
Glühverl. od. Wasser	13.11	10.70	9.42	12.09	13.35
	100.00	100.00	100.00	98.12	100.00

Aus zahlreichen Analysen ergibt sich, dass im Serpentin der Sauerstoff der Basen zu dem der Kieselsäure zu dem des Wassers im Verhältniss von 3 : 4 : 2 steht, dass man dies Gestein also als Zweidrittel-Silicat von Magnesia (Eisenoxydul) mit 2 Atomen Wasser betrachten kann, was sich durch die Formel $\dot{M}g^3 \ddot{S}i^2 + 2\dot{H}$ oder $(\dot{M}g \ddot{S}i + \dot{M}g^2 \ddot{S}i) + 2\dot{H}$ darstellen lässt, welcher entspricht 44.14 Kieselsäure, 42.97 Magnesia, 12.89 Wasser; stets aber ist ein geringer Theil des Magnesiasilicat durch das analog constituirte Eisenoxydulsilicat vertreten. Von der Thonerde glaubt Rammelsberg, dass irrigerweise Magnesia für solche gehalten worden sei. Einige Serpentine enthalten auch geringe Mengen von Chromoxyd und Nickeloxyd. Sehr verschiedenartig aussehende Serpentine sind, wie erwähnt, manchmal von einer nahe übereinstimmenden Zusammensetzung. Manche Serpentine enthalten kohlensauren Kalk und kohlensaure Magnesia: Sterry Hunt fand in einem Serpentin von Oxford in Canada 10.76 pct. kohlensauren Kalk mit sehr geringer Menge von kohlensaurer Magnesia; ein dolomitischer Serpentin vom Brompton lake bei Oxford ergab nach ihm 51.9 pct. Serpentin und 48.1 pct. Dolomit. Auch Magnesitserpentine wurden von ihm in Canada nachgewiesen.

Das spec. Gewicht des Serpentin beträgt 2.5—2.7.

Der Serpentin ist durchweg ein massiges Gestein, schieferige Ausbildung seiner Masse ist ungemein selten. Delesse untersuchte einen etwas ins Graue spielenden, grünen Schiefer aus sehr kleinen,

parallel gewundenen Blättchen bestehend, mit mikroskopischen Aederchen von Eisenglanz und kleinen Höhlungen mit Dolomitkrystallen; dünne Lamellen sind durchscheinend; die Analyse dieses Gesteins von Villa Rota am Po ergab Kieselsäure 41.34, Thonerde 3.22, Eisenoxydul 5.54, Magnesia 37.61, Wasser 12.06, $\dddot{\underline{\text{C}}}$r und $\dot{\text{M}}$n Spuren (99.57). Dieses Gestein würde demnach einen schieferigen Serpentin (Serpentine schisteuse) darstellen, indem seine Zusammensetzung von dem gewöhnlichen sich nur durch einen etwas grössern Thonerdegehalt auszeichnet.

Absonderung in plattenförmige Gestalten ist ziemlich häufig, zwar meist wenig deutlich, aber oft mit grosser Regelmässigkeit auf weite Strecken anhaltend; die Platten sind manchmal nur zolldick, die Fugen zwischen den einzelnen derselben häufig mit Glimmer oder sandartigem Chlorit belegt, welche mitunter förmliche Zwischenlagen bilden. Der Serpentin von Greifendorf in Sachsen zeigt nach H. Müllers trefflicher Beschreibung ½ Zoll bis 5 Fuss mächtige Platten, welche stellenweise sehr scharf und ebenflächig begrenzt sind. Transversale Klüfte durchziehen sehr häufig die Serpentinplatten. Durch dieselben werden auch unregelmässig polyedrische Absonderungsformen hervorgerufen. Naumann erwähnt recht ausgezeichnete, dünnere, schilfartige Säulen bei dem Serpentin von Löbenhain in Sachsen, Fiedler kugelförmige Absonderungen von meist drei Zoll Durchmesser am Serpentin von Karysto an der südöstlichen Spitze der Insel Euboea. Beide Absonderungsformen sind sonst sehr selten.

Uebergänge zeigt der Serpentin in manche Gesteine, ein Umstand, der namentlich für die Frage nach der Entstehung desselben von grosser Bedeutung ist. Am häufigsten sind die Uebergänge in Gabbro, in Diabas, Hornblendegesteine, Eklogit, Granulit. Der Uebergang des Gabbro in Serpentin entsteht dadurch, dass sich in der Masse des erstern allmählich Serpentinpartieen entwickeln, welche nach und nach an Menge zunehmen und die Diallag- und Saussurit- oder Labradorindividuen, welche Anfangs noch darin zu erkennen sind, endlich ganz verdrängen. Brongniart berichtet von solchen Uebergängen bei dem Gabbro und Serpentin von Cavignola bei Borghetto, Hawkins und Magendie erwähnen sie aus dem Lizarddistricte von Cornwall. Einen vollständigen Uebergang des Gabbro in Serpentin hat man auch bei Rosswein in Sachsen beobachtet.

Ein derartiges Mittelgestein zwischen Gabbro und Serpentin ist nach vom Rath der sog. Forellenstein von Neurode in Schlesien, eine dichte Feldspathmasse mit Serpentinflecken. Ueberhaupt ist die Association des Gabbro mit Serpentin eine so innige, dass das erste Gestein selten ohne das zweite auftritt. Die Granulite, in deren Bereich der Serpentin sehr häufig als untergeordnetes Gebirgsglied erscheint (z. B. in Sachsen, den Vogesen), lassen ebenfalls Uebergänge in ihn erkennen, welche wohl in ähnlicher Weise in einer Serpentinisirung des Granulit beruhen. Den deutlichsten Uebergang aus Eklogit in Serpentin hat H. Müller bei Greifendorf in Sachsen untersucht. Die Hornblende verliert dabei ihren Glanz und ihre Härte, sie lässt sich mit dem Messer schaben und schneiden, und nimmt nach und nach den Character des Serpentin an; der Granat des Eklogit bleibt dabei meistens unverändert, doch büsst er häufig seinen Glanz und seine Härte ein. Je mehr der Eklogit in Serpentin übergegangen ist, desto mehr zeigt er sich kugelig und kugelig-schaalig abgesondert, und zwar so, dass gewöhnlich die äussere Schaale Serpentin, der innere Kern aber noch reiner Eklogit ist. Mit Augit-Grünsteinen ist der Serpentin ebenfalls sehr vielfach eng verknüpft, z. B. am Ural nach G. Rose und Kupffer. Sehr eigenthümlich sind die Uebergänge zwischen Granit und Serpentin im Berninagebirge, von denen Studer (Geologie der Schweiz I. 289) und vom Rath (Zeitschr. d. d. geol. Ges. IX. 1857. 229) berichten. Um Silvaplana und Samaden verändert sich der Granit allmählich zu einer chloritartigen Masse von dunkelgrüner Farbe, in welcher nur noch vereinzelte Feldspathe und Quarze hervortreten, und aus welcher zuletzt ein vollständig ausgebildeter Serpentin hervorgeht. Längst von vielen Punkten bekannt sind die Uebergänge von Chloritschiefer und Talkschiefer in Serpentin. Manchmal ist der Serpentin mit kieseligen Gesteinen, mit Jaspis, Hornstein und eisenschüssigen Quarzgesteinen vergesellschaftet, z. B. bei Waidhofen und Krems in Oesterreich, am Uschkul bei Anninsky im Ural, in Ligurien u. s. w.

Der Serpentin tritt in zwei verschiedenen Lagerungsformen auf; er setzt Lager zusammen, welche in krystallinischen Schiefergesteinen eingeschaltet sind, und bildet nebenbei deutliche Gänge und Stöcke, meist von beträchtlichen Dimensionen, welche im Bereich mehrerer Formationen aufsetzen.

Zahlreiche Stöcke und Lager von Serpentin liegen in dem Gneiss der Umgegend von Krems in Oesterreich; namentlich zwischen Etzmannsdorf und Krup bildet er einen ausgezeichneten Zug. Ein über 300 Fuss mächtiges Serpentinlager erscheint am Greiner in Tyrol, wo vermittelst einer Reihe von Zwischengliedern (feinfilziger Strahlsteinschiefer, Hornblendefels, granatführender Hornblendegneiss, hornblendeführender Glimmerschiefer) ein vollständiger Uebergang aus dem Serpentin in den Gneiss hervorgebracht wird. Auch in Böhmen kennt man mehrfach den Serpentin im Gebiet des Gneiss, z. B. bei Raspenau, ebenso in Mähren zwischen Olleschau und Buschin. Die berühmte Serpentinmasse von Snarum in Norwegen tritt gleichfalls als ein linsenförmiger Stock im Gneiss auf; eine Zone von Quarz sondert sie ringsum davon ab, dann folgt nach innen zu ein Gemenge von Magnesitspath, Serpentin und Quarz, welches allmählich in gewöhnlichen Serpentin übergeht, der als Centrum einen Kern von sog. edlem Serpentin umhüllt.

Ausserordentlich reich an Serpentinen ist nach G. Rose der Ural, wo dies Gestein in regelmässiger Weise in den Chlorit- und Talkschiefern mächtige Lager bildet, welche häufig wesentlichen Antheil an dem Bau des Gebirgs nehmen; so tritt er auf im nördlichen Ural bei Kuschwinsk, Turinsk und Bogoslowsk, im mittlern Ural bei Katharinenburg, Newjansk und Nischnej-Tagilsk, im südlichen Ural bei Miask und Kytschimsk. Vergesellschaftet mit Hornblendegesteinen, mit chloritischen und talkigen Schiefern, auch mit Kalkstein erscheint der Serpentin als Einlagerung im Glimmerschiefer; so bei Portsoy, Inverness, Drimnadrochit, auf der Insel Scalpa in Schottland, zu Dobschau in Ungarn in Begleitung von erzreichem Gabbro; zu Reichenstein in Schlesien in enger Verbindung mit Dolomit dem Glimmerschiefer eingelagert.

In dem Granulitgebiet Sachsens kennt man nach Fallou schon 48 verschiedene meist stockförmige Serpentinablagerungen, von denen die von Waldheim, Greifendorf, Gielsberg, Hartmannsdorf, Callenberg und Reichenbach die umfangreichsten sind. Nach v. Hochstetter erscheinen im Granulit Böhmens im Plansker Walde bei Srin, Goldenkron und im Kreuser Thal bedeutende Serpentinlager. Im Granulit liegen auch die Serpentine von Göttweih in Oesterreich, von Namiest in Mähren. Von den vielen Serpentinstöcken der Vogesen, die sich dort im Osten und Südosten finden, liegen mehrere

ebenfalls im Granulit, z. B. die Masse von Sainte-Sabine. Die krystallinischen Schiefer und das Uebergangsgebirge der italienischen und schweizer Alpen, namentlich in den Cantonen Graubündten und Wallis sind ausserordentlich reich an mächtigen Serpentinlagern.

Nebenbei hat man deutliche Gänge von Serpentin beobachtet. Nach Naumann setzt bei Tirschheim und Hohenstein in Sachsen ein $\frac{3}{4}$ Meile langer, sehr mächtiger Serpentingang im Glimmerschiefer auf; im Marmor von Predazzo in Tyrol erscheint ein ausgezeichneter Serpentingang; Lyell beschreibt einen über 300 Fuss mächtigen, stellenweise sich zerschlagenden Serpentingang im Devonsandstein von Balloch in der schottischen Grafschaft Forfar; zahlreiche andere Gänge von Serpentin sind bekannt, welche in genetischer Beziehung belangreich sind. Auch werden von mehrern Beobachtern Beispiele beschrieben, wo Serpentine einen mechanischen Einfluss auf angrenzende Gesteine ausgeübt haben, obschon solches nicht gar häufig stattgefunden zu haben scheint. Nach Dufrénoy finden sich bei dem Serpentinstock von la Guepie im Dép. des Tarn die einschliessenden Schichten des Gneiss, so wie die des darüber liegenden bunten Sandsteins stark aufgerichtet und dislocirt. Nach Delesse enthält der im Granit von Xettes in den Vogesen aufsetzende Serpentin Bruchstücke von Granit, deren Spalten mit Chrysotil erfüllt sind.

Eine deckenförmige Ausbreitung des Serpentin glaubt de la Beche in der ausgedehnten Serpentinablagerung des Lizarddistricts in Cornwall zu erkennen, welche sich in einer bassinförmigen Vertiefung des Devonschiefers ausgebreitet haben soll. v. Dechen und v. Oeynhausen haben manche interessante Gangverhältnisse, namentlich Granit- und Steatitgänge in diesen Serpentinen, welche innig mit Gabbro zusammenhängen, beschrieben. Auch Naumann ist geneigt, die ziemlich weit und horizontal verbreiteten Serpentinablagerungen Schlesiens (z. B. bei Priesnitz, Riegersdorf, Frankenberg und Wartha) in ähnlicher Weise zu beurtheilen.

Aus zahlreichen Beobachtungen, welche man über die relativen Altersbeziehungen der Serpentine angestellt hat, ergibt sich, dass man verschiedene Bildungen in sehr verschiedenen Perioden anzunehmen habe; so wird der Cornwaller Serpentin von Granitgängen durchsetzt, ist also älter als dieser, welcher seinerseits freilich erst nach der Steinkohlenformation zur Ablagerung gekommen ist. Nach

Élie de Beaumont sind die Serpentine der Vogesen, nach Fournet die im Dép. des Aveyron zwischen der Trias- und Juraformation gebildet. Die vielverbreiteten Serpentine Norditaliens sollen nach den Ansichten der meisten Geologen kurz vor oder während der Tertiärformation zur Ablagerung gekommen sein.

Was nun die Bildungsweise des Serpentin anbetrifft, so ist von jeher die Ansicht verbreitet gewesen, dass derselbe ein eruptives Gestein sei, für welche Ansicht man in den gang- und stockförmigen Lagerungsverhältnissen und den vielorts beobachteten Uebergängen in deutliche Eruptivgesteine den vollgültigsten Beweis zu finden glaubte. In der That scheinen diese Verhältnisse für solche Serpentine, welche unter denselben auftreten, keine andere Entstehungsweise übrig zu lassen.

Im Jahre 1810 sprach Leopold von Buch, aufmerksam gemacht durch das häufige Zusammenvorkommen von Serpentin und Gabbro die Vermuthung aus, dass der Serpentin vielleicht ein dichter oder ein äusserst feinkörniger Gabbro sein möge (Berl. Magaz. der naturf. Freunde IV. 142. 148). Dieser hingeworfenen Idee neigten sich später Manche zu, z. B. v. Leonhard in seiner Characteristik der Felsarten; sie konnte natürlicherweise nur so lange Anspruch auf Geltung machen, als die chemische Zusammensetzung des Serpentin noch wenig bekannt war, oder bei Hypothesen nicht berücksichtigt wurde. Seitdem man weiss, dass der Serpentin ein wasserhaltiges Magnesiasilicat ist, ist jener Vermuthung der Boden entzogen.

Doch stellte sich zugleich mit der Erkenntniss der chemischen Zusammensetzung des Serpentin, namentlich in Anbetracht seines grossen Wassergehalts, die Wahrscheinlichkeit heraus, dass er sich nicht mehr im ursprünglichen Zustande befinde. Vielleicht der erste, welcher in manchen Serpentinablagerungen Umwandlungsproducte sah, war Breithaupt, der bei Gelegenheit der Beschreibung einer Pseudomorphose von Serpentin nach Strahlstein es für erlaubt hielt, diesen Process auch auf das Vorkommen des Serpentin im Grossen anzuwenden und es für denkbar erklärte, dass manche Serpentinlager wohl nichts anderes als umgewandelte Hornblende- oder Dioritlager seien (Neues Jahrb. d. Chem. u. Phys. LXIII. 282).

Es neigt sich daher die Mehrzahl der Geologen der Ansicht zu, dass der Serpentin in seinem jetzigen Zustande das Product

von Zersetzungsprocessen sei. Eine grosse Menge von Mineralien und zwar darunter die weitverbreitetsten, hat man in Serpentinpseudomorphosen gefunden: Augit, Glimmer, Hornblende, Granat, Diallag, Olivin, Chondrodit. Die allmählichen Uebergänge anderer Gesteine in Serpentin sind das Resultat solcher Umwandlungsprocesse.

Bischof macht darauf aufmerksam, dass der Serpentin zu den letzten Umwandlungsproducten der Mineralien gehöre, welche, den gereiften Früchten des Pflanzenreichs vergleichbar, nicht mehr oder doch nur in sehr geringem Grade den Einflüssen der Atmosphärilien unterliegen, indem in ihnen die unorganischen Bildungs- und Umbildungsprocesse ihr Ende erreicht haben (Chem. u. phys. Geologie I. Aufl. II. 1468). Damit steht auch in Verbindung, dass seine Zusammensetzung sich stets gleich bleibt, eine viel constantere ist, als man von einem unkrystallinischen Mineral erwarten sollte. Die Spuren von Thonerde- und Kalkerdesilicat, welche sich noch in den Serpentinen finden, deuten an, dass jene Umwandlungsprocesse noch nicht vollständig ausgespielt haben.

Naumann hält dafür, dass die Mehrzahl der Serpentine, oder vielmehr der zu Serpentin umgewandelten Gesteine auf eruptivem Wege gebildet sei, wofür das ganz unzweifelhafte Auftreten des Serpentin in mächtigen Gängen, welche Sedimentärschichten durchschneiden, wofür die kuppenförmige Lagerung, wofür die auffallenden Störungen der angrenzenden Schichten, wofür endlich der absolute Mangel an organischen Ueberresten spreche, während die Urbilder der lagerartig in krystallinischen Schiefern auftretenden Serpentine als ebenso räthselhafte Gebirgsglieder zu betrachten seien, wie diese einschliessenden Gesteine selbst. Diese Anschauungsweise, welcher man schwerlich die Anerkennung wird versagen können, wird noch unterstützt, wenn wir betrachten, aus welchen Gesteinen der Serpentin wahrscheinlich hervorgegangen ist.

Den Serpentin von Greifendorf in Sachsen, welcher, wie erwähnt, die deutlichsten Uebergänge in Eklogit zeigt, erachtet H. Müller mit Bestimmtheit für einen umgewandelten Eklogit, auch der Serpentin von Zöblitz scheint ihm wenigstens zum Theil aus Eklogit entstanden zu sein, was wohl gleichfalls bei vielen Serpentinen des Fichtelgebirges, Steiermarks und Kärnthens der Fall ist. In der Nähe des Tirschheimer Serpentin beobachtet man Dioritschiefer, dessen Hornblende an vielen Stellen schon in Serpentin

übergegangen ist, während der Feldspath noch seine fleischrothe bis weisse Farbe beibehalten und nur seinen Glanz verloren hat. Oft ist aber auch dieser Feldspath in eine lichtgrüne, speckstein-artige Masse verändert, und nach und nach wird das Gestein deutlicher Serpentin. G. Bischof stellt die chemische Möglichkeit solcher Umwandlungsprocesse in überzeugender Weise dar. Der an sehr vielen Punkten nachgewiesene Uebergang von Gabbro in Serpentin legt es nahe, diese Serpentine als umgewandelte Gabbrogesteine zu betrachten, wie z. B. nach G. Rose der reine Gabbro von Volpersdorf in Schlesien nur ein der Umwandlung zu Serpentin noch entgangenes Gestein ist. Nach v. Cotta ist der Serpentin von Siebenlehn bei Freiberg fast unzweifelhaft aus Gabbro hervorgegangen (Gesteinslehre 1862. 240). Tschermak berichtet über eine von Klüften aus erfolgende Umwandlung des Anorthit-Augitgesteins vom Gümbelberg bei Neutitschein (Mähren) in Serpentin (Sitzgsber. d. Wien. Akad. d. W. XL. 1860. 132). Der Serpentinstock von Snarum in Norwegen scheint den dortigen Olivinpseudomorphosen zufolge mit ziemlicher Gewissheit als ein umgewandeltes grobkörniges Olivingestein angesehen werden zu müssen. Je mehr unsere Kenntniss von alten Olivingesteinen (Lherzolith, Dunit) und die Anzahl ihrer Vorkommnisse wächst, desto wahrscheinlicher wird es, dass manche Serpentine auf diese bisher wenig bekannten und wenig beachteten Gesteine zurückzuführen sein möchten. Andere Serpentine sind wohl wie der oben erwähnte höchst wahrscheinlich aus Hornblendegesteinen und Dioriten hervorgegangen. Die Natur dieser ursprünglichen Gesteine ist aber vorwiegend eine solche, mit welcher man ihren Lagerungsverhältnissen zufolge die Vorstellung einer eruptiven Bildungsweise verknüpft.

Die in den krystallinischen Schiefergesteinen als Lager vorkommenden Serpentine scheinen der Mehrzahl nach mit Chloritschiefern und Talkschiefern in Verbindung zu stehen; manche derselben mögen aus Hornblendeschiefern oder Eklogitlagern hervorgegangen sein, stets aber wird die Bildung des ursprünglichen Serpentinprototyp nicht von der der einschliessenden Gebirgsmassen zu trennen sein. Die im Granulitgebirge des Böhmerwaldes eingelagerten Serpentine stehen nach v. Hochstetter im innigsten Zusammenhang mit Hornblendeschiefern und feldspathführenden Hornblendegesteinen, welche ebenfalls wie die Serpentine regelmässig

dem Granulit eingeschichtet sind, oder denselben an der Grenze unterteufen. Während Granulit immer scharf abgegrenzt gegen Serpentin erscheint, zeigen sich die allmählichsten Uebergänge von Serpentin in die Hornblendegesteine, so dass man oft im Zweifel ist, ob man ein Handstück als Hornblendegestein oder Serpentin bezeichnen soll. Dies spricht dafür, dass jene ursprünglichen Gesteine, aus denen diese Serpentine entstanden sind, Hornblendegesteine waren.

In den krystallinischen Kalken und Dolomiten der das nordamericanische Silur unterteufenden Laurentian-Series Canadas erscheinen Lager von Serpentinen, welche Sterry Hunt den Verhältnissen ihres Vorkommens zufolge mit Recht für an Ort und Stelle umgewandelte kieselige Dolomite und Magnesite erachtet. Jene oben erwähnten kalk- und magnesiacarbonathaltigen Serpentine bezeichnen Zwischenstadien dieser Umwandlungsprocesse. Einen ähnlichen Ursprung schreibt er den lagerartig vorkommenden und eine bestimmte Stufe in den theilweise zu krystallinischen Schiefern umgewandelten untersilurischen Schichten einnehmenden Serpentinen Canadas zu. Volger hat in seiner »Talkglimmerfamilie« in meisterhafter Weise die Vorgänge bei der Umwandlung von Magnesiacarbonatgesteinen in Serpentin beleuchtet: das Wasser treibt die Kohlensäure aus, welche den etwa vorhandenen kohlensauren Kalk als saures lösliches Carbonat mit sich hinwegführt und diesem kaum als selbständige Erscheinung bemerkbaren Process folgt, wahrscheinlich durch dasselbe Gewässer, die Silicatbildung auf dem Fusse nach.

So ergibt sich denn, dass eine ganze Anzahl von Gesteinen, eruptiver wie nicht eruptiver, es ist, welche sich im Laufe der Zeit zu Serpentin umgewandelt zu haben scheinen.

Wir erblicken daher in der Serpentinbildung, in der Serpentinisirung einen im Mineralreich verbreiteten Process, dessen Endziel die reine Darstellung der weiter durch Verwitterungsprocesse wenig angreifbaren gewässerten kieselsauren Magnesia ist.

Cocchi hat den Vorschlag gemacht, die Serpentine nach demjenigen Gestein zu benennen, aus dessen Umwandlung sie hervorgegangen sind, z. B. Gabbro-Serpentin, Diorit-Serpentin.

Was die früher erwähnte vielfache Association des Serpentin mit kieseligen Gesteinen anbelangt, so glaubt Naumann, »dass die Serpentineruptionen wahrscheinlich in vielen Fällen den Weg für

kieselreiche Mineralquellen geöffnet haben, durch welche diese kieseligen Gesteine theils ursprünglich, theils aus der Umbildung anderer Gesteine entstanden sein mögen« (Geogn. B. d. Kg. S. V. 1845. 72). Dass solche Verhältnisse möglicherweise eintreten konnten, ist einzusehen; in Anbetracht anderer Thatsachen indessen erscheint diese gleichzeitige Bildung von Kieselgesteinen als eine unvermeidliche Nothwendigkeit. Eine Folge der Serpentinisirung mancher Gesteine nämlich ist es, dass eine Menge Kieselsäure aus der sich umwandelnden Masse ausgeschieden wird, welche alsdann neben derselben als Hornstein, Jaspis u. s. w. wieder zum Absatz kommt. In gleicher Weise möchte die Association mit Kalklagern zu deuten sein.

G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 2. Aufl. II. 776.
G. Rose, Bildung des Serpentin, Poggend. Ann. LXXXII. 511.
G. Rose, Serpentinbildung, Zeitschr. d. d. geol. Ges. III. 109.
Scheerer, Serpentinbildung, N. Jahrb. f. Min. 1854. 451.
Cocchi, Serpentinbenennung, N. Jahrb. f. Min. 1857. 600.
Websky, opt. Untersuchungen über die Structur des Serpentin, Zeitschr. d. d. geol. Ges. X. 1858. 277.
Schweizer, Serpentinanalysen, Journ. f. pract. Chemie. XXXII. 378.
V. Merz, Serpentine vom Findelengletscher bei Zermatt, Wallis. Vierteljahrsschr. der naturf. Ges. zu Zürich 1861. Heft 4; auch N. Jahrb. f. Min. 1862. 354.
de la Beche, Serpentin des Lizarddistricts in Cornwall, Report on the geology of Cornwall etc. 9—100, 473—500.
v. Dechen, Seifenstein im Serpentin, Karstens Archiv XVII.
vom Rath, Serpentin von Neurode, Poggend. Ann. XCV. 1855. 555.
F. Sandberger, Serpentin und Diorit, Uebersicht der geol. Verhältn. v. Nassau. 65.
Fallou, Serpentin von Waldheim, Karstens Archiv f. Mineral. XVI. 1842. 423.
Müller, Serpentin von Greifendorf, N. Jahrb. f. Min. 1846. 257.
Reuss, Serpentin vom Greiner in Tyrol, N. Jahrb. f. Min. 1840. 134.
Delesse, über den Serpentin der Vogesen, Annales des mines (4) XVIII. 1850. 309.
Delesse, schieferiger Serpentin von Villa Rota, Annales des mines (4) XIV. 1848. 78.
v. Hochstetter, Serpentin des Böhmerwaldes, Jahrb. d. geol. R.anst. V. 1854. 40.
Studer, Serpentine der Alpen, Geologie d. Schweiz I. 317.
Fournet, Serpentine der Ostalpen, N. Jahrb. f. Min. 1846. 363.
Hamilton, Serpentingang vom Monte Catini, Qu. journ. of geol. soc. 1845. 292.
Jerwis, Serpentin von Toscana. Qu. journ. of geol. soc. XVI. 480.
Boué, Serpentine in Schottland, Essai géol. sur l'Ecosse 54.

G. Rose, uralische Serpentine, Reise nach d. Ural II. 540.
Kupffer, uralische Serpentine, Poggend. Ann. XVI. 271.
Böbert, Serpentin von Snarum, Gaea Norvegica I. 129.
Hunt, Serpentine Canadas, London, Edinb., Dubl. Philos. Magaz. 1857. XIV. 388; Am. journ. of sc. (2) XXV. 1858. 217; ebendas. (2) XXVI. 1858. 234.
A. Hayes, Serpentine Nordamericas, Am. journ. of sc. (2) XXI. 1856. 382.
C. T. Jackson, ebendar. Am. journ. of sc. (2) XXIII. 1857. 126.

Einige Varietäten des sog. Schillerfels (Heyer) von der Baste im Radauthale bei Harzburg im Harz schliessen sich eng an den Serpentin an; die normalsten Varietäten desselben hat Streng jüngst als Anorthitgesteine erkannt, vgl. den Schillerfels unter diesen.

Rensselaerit hat Emmons ein serpentinähnliches Gestein von etwas krystallinisch scheinender Beschaffenheit genannt, welches bei Fowler, De Kalb, Gouverneur und andern Orten in der Grafschaft Lawrence, Newyork, sowie bei Grenville in Canada auftritt. Hunt fand in einem solchen Gestein von Grenville in Canada: Kieselsäure 61.60; Magnesia 31.06; Eisenoxydul 1.53; Wasser 5.60 (99.79). Zu Canton, Grafschaft St. Laurent in Newyork, erscheint diese Masse als Pseudomorphosen nach Augit.

Emmons, Am. journ. of sc. etc. 1843; XLV. 122.
Hunt, Am. journ. of sc. etc. (2) XXV. 414; auch W. Logans Report for 1853—56. 483.

Dana erwähnt in seinem Manual of geology 82 noch folgende americanische Vorkommnisse:

Parophitgestein von feinkörniger, bisweilen schieferiger Textur und seifensteinartiger Beschaffenheit; Diana, Grafschaft Lewis, Newyork, sowie im nördlichen Vermont, wo T. S. Hunt zuerst darauf aufmerksam machte.

Pyrophyllitgestein, dem vorigen ähnlich, weiss, grau, oder grünlich weiss, aus Pyrophyllit bestehend, welcher wesentlich ein Thonerdesilicat ist (Kieselsäure 65—67, Thonerde 26—28, Wasser 5—6 und trotz des talkartigen Aussehens mit sehr geringen Mengen von Magnesia nach Rammelsberg, Berlin und Genth). In Nord-Carolina in den Cottonstone-Bergen, Grafschaft Montgomery.

5. Erzgesteine.

Eisenglimmerschiefer.

Der Eisenglimmerschiefer ist ein körnig-schieferiges Gemenge aus Eisenglimmer und Quarz. Der Eisenglimmer stellt sich entweder als schwarze, stark glänzende isolirte Blätter oder als zusammenhängende schuppige Häute dar und erzeugt durch seine parallele Lagerung die Schieferung des Gesteins. Der Quarz bildet meistens einzelne Körner von graulich weisser Farbe, zuweilen aber auch zusammenhängende körnige Lagen zwischen dem Eisenglimmer. Auf dem Querbruch erscheint das Gestein schwarz und weiss punktirt oder gestreift. Der Eisenglimmer herrscht meistens vor und verdrängt bisweilen den Quarz gänzlich, so dass das Gestein nur aus einem dünnschieferigen Aggregat von Eisenglimmerschuppen besteht.

Von accessorischen Gemengtheilen sind zu erwähnen: Gediegen Gold, namentlich in den brasilianischen Bergwerksrevieren von Cottas altas und Cocaes; Eisenkies; Talk. Zwischen dem Eisenglimmerschiefer und dem Itacolumit besteht ein Uebergang, der durch das Ueberhandnehmen des Talk und das Zurücktreten des Eisenglimmers vermittelt wird.

Der Eisenglimmerschiefer ist ein stets deutlich geschichtetes Gestein. Als Hauptlagerorte sind bekannt:

Das alte Schiefergebirge von Brasilien, wo er zwischen Thonschiefer und Itacolumit mächtige Schichtensysteme von weit ausgedehnter Verbreitung bildet, namentlich bei Itabira, Antonio Pereira. Auch im nordamericanischen Staate Südcarolina tritt in Verbindung mit dem Itacolumit abermals Eisenglimmerschiefer auf, welchen Lieber untersuchte. Coquand fand ein dem brasilianischen ähnliches Gestein am Berge de la Sauvette bei Collobrières (Dép. Var), welches zwischen Hornblendeschiefer und Talkschiefer eingelagert ist. Nach v. Eschwege erscheint er auch in der portugiesischen Provinz Tras-os-Montes in der Gegend von Villa de Mos, wo ebenfalls Itacolumit verbreitet ist.

Am südlichen Fuss des Soonwaldes zwischen Gebroth und Winterburg kommt gleichfalls ein characteristischer Eisenglimmerschiefer vor, welchen Schmidt 1813 entdeckte und Noeggerath später beschrieb; er besteht aus dunkeleisenschwarzem, stark glänzen-

dem Eisenglimmer und graulichweissem, kleinkörnigem Quarz (spec. Gew. 3.19—3.32) und bildet mehrere Lager im Thonschiefer.

v. Eschwege, Beiträge zur Gebirgskunde Brasiliens 1832; auch Geognostisches Gemälde von Brasilien 1822.

Lieber, Report on the geolog. survey of South-Carolina 1856. 1858. 1859.

Coquand, Bull. de la soc. géol. (2) VI. 1849. 291.

v. Eschwege, Nachrichten aus Portugal und dessen Colonien 1820. 31 u. 192.

Nöggerath in Karstens u. v. Dechens Archiv XVI. 1842. 515.

Itabirit.

Ein körnig-schieferiges, oft aber auch ganz dichtes Gestein, aus Eisenglanz, Eisenglimmer, Magneteisen und Quarzkörnern bestehend. Accessorisch treten darin auf gediegen Gold, Talk, Chlorit, Strahlstein.

Mit Itacolumit und Eisenglimmerschiefer verbunden bildet dieses Gestein eine an 1000 Fuss mächtige, zum Theil deutlich geschichtete Ablagerung an der Sierra da Piedada bei Sabara in Brasilien, wo der Pic von Itabira daraus besteht.

Sehr ähnlich den brasilianischen sind nach Sterry Hunt mächtige Lager im Silur bei Sutton in Canada. Das Gestein besteht aus Eisenglanztafeln mit Quarz und Chlorit; Gänge durchziehen es, in denen Rutil, Sphen, oft auch Feldspath krystallisirt ist (Catalogue of Canadian rocks, Londoner Ausstellung 1862).

Rotheisenstein (und Eisenglanz).

Blutroth, kirschroth bis bräunlichroth als Rotheisenstein mit blutrothem Strich. Härte = 3—5; spec. Gew. = 4.5—4.9. Eisenschwarz bis dunkelstahlgrau, mit Metallglanz als Eisenglanz. Härte = 5.5—6.5; spec. Gew. = 5.2; vor dem Löthrohr unschmelzbar.

Ist im reinsten Zustande Eisenoxyd ($\ddot{\underline{F}}e$) mit 70 Eisen und 30 Sauerstoff; enthält aber meistens auch etwas Kieselsäure, bisweilen Spuren von Manganoxyd und Thonerde. Mit Thon verunreinigt bildet er den t h o n i g e n Rotheisenstein. Man unterscheidet noch f a s e r i g e n Rotheisenstein (rothen Glaskopf), d i c h t e n Rotheisenstein, und e r d i g e n oder o c k e r i g e n Rotheisenstein.

Rotheisenstein bildet stock-, gang- und lagerförmige Gebirgsglieder, meist nur in den ältern Formationen; so Lager in den Glimmerschiefern Oberschlesiens (nach von Oeynhausen), bei Berg-

stadt, Eisenberg, Klein-Mora und Würbenthal in den Thälern der Oppa und Mora; die Rotheisensteinlager besitzen eine bald quarzige, bald chloritschiefer- oder hornblendeschieferartige Hauptmasse und führen ausserdem noch Magneteisen, Eisenkies, Eisenspath, Zinkblende, Bleiglanz, Strahlstein, Granat, Epidot, Kalkspath. Rotheisensteinlager im Glimmerschiefer von Prakendorf zwischen Einsiedel und Göllnitz in Ungarn beschreibt Beudant. Die mächtigen Eisenglanzlagerstätten von Elba wurden von Krantz (Karstens und v. Dechens Archiv XV), neuerdings von vom Rath (Verh. d. nat. Ver. d. pr. Rheinl. u. Westph. 1864. 10. Oct.) beschrieben. Die Eisenglanz- und Rotheisensteinmasse von Rio marina mit ihrem ungeheuren Tagebau ruht auf Talkschiefer und wird von Kalkstein bedeckt. Bei Rio Albano und Terra nera bildet der Eisenglanz Gänge im Talkschiefer und breitet sich über ihm lagerartig in einer Mächtigkeit von 30—100 Fuss aus; die Gänge senden zahlreiche Verästelungen aus und umschliessen Bruchstücke des Nebengesteins. Der vielverzweigte Magneteisengang, welcher am Capo Calamita durch körnigen Kalkstein vom Meere aus emporsteigt, besteht in der Höhe, wo er sich über den Kalkstein ausbreitet, vorherrschend aus Eisenglanz und Lievrit. Colossal ist der 680 Fuss hohe Eisenglanzberg Piton Knob bei Fredericton im Staat Missouri. Ueber die Eisenglanzlagerstätten am Lake superior vgl. J. D. Whitney, Am. journ. of sc. (2) XXII. 1856. 38. Von den Rotheisensteinen des Uebergangsgebirges werden (ausser den zahlreichen oolithischen Rotheisensteinen des eifeler Devon und des böhmischen Silur) erwähnt die Lager und Stöcke von Brilon und Giershagen in Westphalen (ein 3 Meilen langer Zug von Lagern, welche hauptsächlich auf der Grenze von Grünsteinporphyren und Schiefer oder Kalkstein erscheinen, v. Dechen in Karstens und v. Dechens Archiv, Bd. XIX. und Castendyck, Zeitschr. d. d. geol. Ges. VII. 253), von Aumenau, Weilburg und Dillenburg in Nassau (vergesellschaftet mit Grünsteinen, Schalsteinen und Kalksteinen), von Elbingerode, Hütterode, Rübeland am Harz, wo sich dieselbe eigenthümliche Association wiederholt. Im Kohlenkalk Englands lagern ungeheure Rotheisensteinmassen in den Districten von Whitehaven und Ulverstone westlich von den Kohlenfeldern von Durham und Northumberland (Wedding, Sitzgsber. d. niederrh. Ges. f. Nat.- u. Heilk. 1863. 123). Aus andern Steinkohlenterrains verdienen die Rotheisensteine

Belgiens und die des pfälzisch-saarbrückenschen Kohlengebirges (von St. Ingbert, Spiessen und Schiffweiler) angeführt zu werden.

In höhern Formationen finden sich Rotheisensteine nur sehr untergeordnet.

Bei der St. Pauls-Bay in Canada erscheint in rutilführendem Syenit ein 90 Fuss mächtiges Lager von Titaneisen (Dana's Manual of geology 141).

Brauneisenstein (Limonit).

Nelkenbraun bis schwärzlichbraun und ockergelb, mit ockergelbem und gelbbraunem Strich. Härte = 5—5.5; spec. Gew. = 3.4—3.95.

Gibt beim Erhitzen Wasser und färbt sich roth. Ist wesentlich eine Verbindung von 2 At. Eisenoxyd und 3 At. Wasser = $\underline{\dddot{F}}^2e^2\dot{H}^3$ mit 85.56 Eisenoxyd und 14.44 Wasser; gewöhnlich enthält der Brauneisenstein auch etwas Manganoxyd und Kieselsäure, welche beim Auflösen meist gallertartig zurückbleibt, also wohl mit einem Theil des Eisens ein Silicat bildet. Man unterscheidet faserigen, dichten und erdigen oder ockerigen Brauneisenstein, auch thonigen Brauneisenstein, den mit Thon gemengten.

Der Brauneisenstein bildet Ablagerungen, hier und da von nicht unbedeutender Mächtigkeit im Gebiete verschiedener Formationen. In sehr vielen Fällen ist der Brauneisenstein ein Umwandlungsproduct des Eisenspaths: mächtige Eisenspathstöcke sind bis zu grosser Tiefe vollständig zu Brauneisenstein metamorphosirt (vgl. S. 345). In andern Fällen ist dieses Erz in deutlicher Weise aus einer Umwandlung von Eisenkies im Laufe der Zeit hervorgegangen.

Die Kalksteinlager in den Gneissen, Glimmerschiefern und Thonglimmerschiefern sind sehr häufig, namentlich im Hangenden von Brauneisensteinlagern begleitet. Nach Naumann finden sich solche Brauneisensteinablagerungen verknüpft mit den in dem Thonglimmerschiefer Sachsens eingeschlossenen Kalksteinlagern von Auerswalde, Soppen, Burkhardswalde, Groitzsch, Schmiedewalde; mit den Kalksteinen im Glimmerschiefer des Fichtelgebirges von Arzberg, Sinnatengrün und Thiersheim. Dieselbe Association mit Brauneisenstein erwähnt G. Rose von den uralischen Kalksteinen bei Gornoschit, Tschaikowsky von denen um Katharinenburg. Zum Theil

in Brauneisenstein umgewandelte Eisenspathablagerungen (vgl. diese) begleiten die Kalksteine in den Glimmerschiefern Kärnthens. Auch finden sich selbständige Brauneisensteineinlagerungen in den krystallinischen Schiefern, z. B. im Glimmerschiefer von Scheibenberg in Sachsen (Grube Vater Abraham).

Reich an Brauneisensteinlagern, -Stöcken und -Gängen ist das Uebergangsgebirge z. B. bei Grund, Rübeland, Elbingerode auf dem Harz, im Voigtland, im Siegener Lande, in Westphalen, auf dem Westerwalde, dem Hunsrück; vielfach in den Pyrenäen und den baskischen Provinzen (Plinius hist. nat. XXXIV. 43).

Auch im Gebiete der Steinkohlenformation kennt man Brauneisensteinstöcke und -Lager, in Belgien, in Russland (südlich vom Onegasee und am Donetz), in Nordamerica (an der Grenze des Ohio-Kohlenfeldes).

Aus der Liasformation erwähnt Zeuschner mächtige Flötze von Brauneisenstein in der Tatra der Karpathen, z. B. bei Magora im Thale Jaworynka, am Berge Tomanowa polska (Sitzungsber. d. Wien. Akad. XIX. 1856. 141). Thoneisensteine gewinnen nach v. Oeynhausen und v. Carnall eine ausserordentlich grosse Verbreitung in Oberschlesien und dem südwestlichen Polen, wo sie z. Th. die untere Etage der dortigen Juraformation bilden, z. Th. tertiären Ursprungs sind (Zeitschr. d. d. geol. Ges. VII. 301 und IX. 19). Die norddeutsche Kreideformation enthält ebenfalls Brauneisensteine.

Hier sind auch die Raseneisensteine oder Wiesenerze, Morasterze, Sumpferze (bog iron ores, morass ores, Minérais de fer d'alluvions) zu erwähnen. Sie enthalten 20—60 pct. Eisenoxyd, gewöhnlich auch etwas Manganoxyd und Eisenoxydul, Wasser in unbestimmten Mengen bis zu 30 pct., Kieselsäure als Silicat, Verunreinigungen durch beigemengten Sand, Phosphorsäure bis zu 8 pct., organische Beimengungen aus dem Pflanzenreich, und meistens auch kleine Mengen von Quellsäure.

I. Raseneisenstein aus Schleswig (Pfaff); II. von Auer bei Moritzburg (Bischof); III. von Leipzig (Erdmann):

	I.	II.	III.
Eisenoxyd	62.92	67.46	51.10
Manganoxyd	4.18	3.19	
Kieselsäure	8.12	7.00	9.20
Phosphorsäure . . .	3.44	0.67	10.99
Schwefelsäure	—	3.07	—
Thonerde	4.60	—	0.41
Kalk	—	0.90	—
Wasser	18.40	17.00	28.80
	101.66	99.29	100.50

Die Bildung dieser Gesteine ist ein noch jetzt vor sich gehender Process; dem lockern eisenhaltigen Sand und Thon wird durch die Wurzeln der Pflanzen das Eisenoxyd entzogen, welches sie zu Oxydul reduciren; die Kohlensäure und Quellsäure des atmosphärischen Wassers bemächtigen sich des Oxydul, welches sie ohne Beihülfe der Pflanzen als Oxyd nicht aufzulösen vermocht hätten und führen es weg in Niederungen, wo das Wasser stagnirt, das Eisen durch den Sauerstoff der Luft sich wieder oxydirt und niederfällt. Phosphorsäure aus faulenden Organismen verbindet sich häufig damit. Nebenbei bewirken auch gewisse Diatomeen, namentlich Gaillonella ferruginea die Ausscheidung des Eisens. Ueber die stets fortdauernde Raseneisensteinbildung vgl. Daubrée, Comptes rendus XX. 1775. Die grosse nordeuropäische Niederung, Holland, das Münsterland, die Niederlausitz, Mark Brandenburg, Mecklenburg, Pommern, Preussen, Polen, Russland, die Seen von Schweden sind reich an diesem jugendlichen Gebilde, welches sich unter Moor- und Wiesengrund als meist wenig mächtige, aber weithin ausgedehnte Ablagerung vorfindet, bisweilen wechselnd mit Schichten von Sand oder Torf.

Eisenoolith.

(Eisenrogenstein, oolithisches Eisenerz, pulverförmiges Rotheisenerz.)

Der Eisenoolith schliesst sich eng an Rotheisenstein und thonigen Brauneisenstein an, von denen er nur eine Varietät darstellt. Dieses Eisenerz besteht aus kleinen, meist dunkelkastanienbraun oder dunkelroth gefärbten, gerundeten Körnern von Thoneisenstein und Rotheisenstein. Die Körner sind meistens denen des feinen Schiesspulvers ähnlich, linsenförmig oder durch gegenseitigen Druck

planconvex und concavconvex, und bilden entweder selbständig ein Aggregat oder liegen in einer meistens indessen sehr zurücktretenden sandig-kalkigen, mergeligen oder thonigen Masse. Die Körner des Eisenoolith aus dem braunen Jura Schwabens sind nach Schuler aus einer festern glänzenden Schaale und einem lockern thonigen Kern zusammengesetzt. Ihr spec. Gewicht beträgt 2.68. Organische Ueberreste, Acephalen, Gasteropoden, Cephalopoden finden sich häufig und oft in grosser Menge in den Eisenoolithen.

Der Eisenoolith bildet selbständige Lager im Bereich der Sedimentärformationen; er erscheint zwar schon in den ältesten derselben, tritt aber in besonderer Häufigkeit und Mächtigkeit in der Lias- und Juraformation auf.

An mehrern Punkten in dem böhmischen Silur kennt man Lager von oolithischem Eisenerz, z. B. bei Zbirow im Brdy-Walde, ebenfalls im Silur des Staates New-York in den Grafschaften Herkimer und Oneida. Nach Steininger finden sich Lager von oolithischem Rotheisenerz in der Eifel auf der Grenze zwischen der Grauwacke und den eingelagerten Kalksteinmulden, z. B. zu Dollendorf, Blankenheim, Keldenich, Zingsheim.

In den Liassandsteinen und -Schieferthonen sind Flötze von oolithischem Eisenerz eingelagert bei Helmstädt in Braunschweig, bei Sommerschenburg, Rottorf, Calefeld und Echte. Bedeutend grössere Entwicklung erlangen die Eisenoolithe in der Formation des braunen Jura, deren thonige Sandsteine, Thone und Schieferthone in fast characteristischer Weise von solchen flötzförmigen und stockförmigen Erzlagerstätten begleitet werden. Bei Aalen in Würtemberg treten z. B. fünf Lager auf, davon das unterste 7 Fuss mächtig ist; auch im französischen, englischen und russischen braunen Jura sind zahlreiche Eisenoolithvorkommnisse bekannt. Desgleichen erscheinen in der Kreideformation mehrorts Lager oolithischer Eisenerze. Als Beispiele sind nach Naumann die der Neocombildung des Dép. der obern Marne (zahlreiche Flötze, von Sommevoire über Vassy und Eurville bis Narcy sich hinziehend) und die des obern Grünsandes im Dép. der Oise anzuführen.

Eisenoolith Böhmens. Lipold, Jahrb. d. geol. R.anst. 1863. XIII. 339.
Eisenoolith der Eifel. Steininger, geogn. Beschr. d. Eifel. 1853. 10.
Eisenoolith des norddeutsch. Lias. Hoffmann, Uebers. der orogr. u. geogn. Verh. vom nw. Deutschland. 447.

Eisenoolith des schwäbischen braunen Jura. Schuler in Württemb. naturw. Jahreshefte 1857. 56; auch Quenstedt, das Flötzgebirge Württembergs S. 297.

Bohnerz.

Das Bohnerz bildet erbsen- und bohnenförmige Kugeln von einer Linie bis zu zwei Zoll, meistens von einem halben Zoll Durchmesser, welche aus schmutzig olivengrünem bis ockergelbem, thon- und kieselhaltigem Brauneisenstein bestehen. Die Textur der Körner ist concentrisch-schaalig, so dass beim Zerschlagen sich immer kleinere Kügelchen mit glänzender Oberfläche herauslösen. Im Mittelpunkt findet sich zuweilen ein Sandkorn, zuweilen ein kleiner eisenhaltiger Thonkern. Die Körner sind meistens durch eisenschüssigen Thon oder Quarzsand zu einer Masse verbunden. Kugeln von Jaspis und Hornstein, nuss- bis kopfgross, sind an manchen Punkten characteristische accessorische Bestandmassen solcher Bohnerzmassen, in denen Säugethierreste in grosser Anzahl gefunden werden.

Analysen von Bohnerz. I. von Heuberg bei Kandern in Baden, Schenk, Annalen der Chem. u. Pharm. XC. 123. II. von Kandern. Schenk, ebendas. III. vom Altinger Stollen bei Kandern, Schenk, ebendas.

	I.	II.	III.
Kieselsäure	5.80	13.04	11.80
Thonerde	6.86	5.88	7.47
Eisenoxyd	75.51	70.46	68.70
Wasser	12.99	11.12	11.55
	101.16	100.50	99.52

Auch Schill gab Analysen badenscher Bohnerze in G. Leonhards Mineralien Badens. 2 Aufl. 1855. 30; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1855. 445. Die von Liptingen enthielten 30.64 Kieselsäure, 57.32 Eisenoxyd, 12.70 Wasser. A. Müller fand in dem Bohnerz von der Grube Eschwege bei Gebhardtshagen in Braunschweig 7.9 Kieselsäure; 8.5 Thonerde; 67.8 Eisenoxyd; 2.8 Kalk; 0.8 Magnesia; 0.7 Manganoxydul; 0.3 Kali; 2.3 Phosphorsäure; 0.1 Arseniksäure; 0.1 Vanadinsäure; 10.3 Wasser, Spuren von Chrom, Molybdän und Kupfer (Journ. f. pr. Chemie LVII. 124 und LX. 63). Auch die würtembergischen Bohnerze enthalten Vanadin (die vom Staatswald Hardt gegen 0.03 Vanadinsäure), Phosphorsäure und Arseniksäure. Bodemann fand in den Bohnerzen von Steinlade und Haverloh unweit

Goslar einen geringen Vanadin- und Chromgehalt (Poggend. Ann. 1842. LV. 633) und früher schon hatten Walchner und Berthier Spuren von Titan in Bohnerzen nachgewiesen. Acht Bohnerze aus dem Dép. der Haute-Saône wurden von Druot untersucht (Ann. des mines (4) I. 689); vgl. auch über das vanadinhaltige Bohnerz von der Bartelszeche bei Salzgitter, Böttger im Journ. f. pr. Chemie XC. 33.

Nach Naumann sollen die Bohnerze wesentlich halbkieselsaures Eisenoxydul sein. Der bedeutende Wassergehalt und der schwankende Kieselsäuregehalt scheint eher für Rammelsbergs Ansicht zu sprechen, dass sie zufällige Gemenge von Brauneisenstein und Silicaten seien.

Die Bohnerze treten fast überall nur im Gebiete des weissen Jura auf; sie bilden bald flötzartige Einlagerungen in den Kalksteinmulden dieser Formation, bald füllen sie Klüfte und Spalten oder trichterartige Vertiefungen darin aus, meistens werden sie von sandigen und eisenschüssigen Thonen begleitet. Man hielt ehedem dafür, dass sie selbst ein Glied der Juraformation seien, ist aber nun zu der Ueberzeugung gelangt, dass ihre Bildung einer viel spätern Zeit, wahrscheinlich der Tertiärperiode angehört.

Ausgedehnte Bohnerzablagerungen kennt man vielorts, namentlich im südlichen Deutschland, der nordwestlichen Schweiz und dem östlichen Frankreich. In Baden: im Breisgau in den Umgebungen von Kandern, bei Schliengen und Auggen; die Mächtigkeit der einzelnen, auf Korallenkalk lagernden Flötze ist 4—6 Fuss, sie sind von kirschrothem Kugeljaspis begleitet; im Hegau bei Zippingen, Heudorf unweit Mosskirch; die Bohnerzablagerung von Heudorf, 3 Fuss mächtig, scheint den eingeschlossenen Zahnresten zufolge mittelmiocän zu sein. In Würtemberg an und auf der schwäbischen Alp bei Frohnstetten (eine beckenartige Vertiefung ausfüllend mit vielen oligocänen Knochen und Zähnen), Vöhringsdorf, Schweien, Salmendingen, am Heuberg bei Tuttlingen.

Im Schweizer Jura im Thale von Delémont, bei Seprais, Courroux u. s. w.; bei Egerkinden im Canton Solothurn; am Berg Mormont bei La Sarraz im Canton Waadt, worüber Merian, Gressly, Quiquerez berichteten, vgl. auch Studer, Geologie der Schweiz II. 271. Im französischen Jura in den Dép. der obern Saône, der Franche Comté, der Isère (z. B. bei Bourgoin). Thirria beschrieb die Bohnerzablagerungen der Franche Comté und von Berry aus-

führlich in den Ann. des mines (4) XIX. 49; im Auszug Karstens u. v. Dechens Archiv XXV. 1853. 543. Bei Blansko in Mähren treten ähnliche Bohnerzablagerungen in und über den Sandsteinen des weissen Jura auf. Auch im Gebiet der Kreide finden sich einige Bohnerzablagerungen.

Was die Bildung der Bohnerze anbetrifft, so ist es höchst wahrscheinlich, dass sie Absätze von Mineralquellen sind, welche Eisenoxydul-, Manganoxydul- und Kalkcarbonat, Kieselsäure und Thonerde enthielten; die Bohnerze stimmen in ihrer Structur ganz mit den Erbsensteinen, den Producten der heissen Quellen von Carlsbad überein. In die Klüfte und Einsenkungen, in welchen die Quellen ausflossen, ward zugleich durch Bäche Thon und Schlamm eingeführt. Das aufgelöst gewesene kohlensaure Eisenoxydul wandelte sich in Eisenoxydhydrat um.

Nach Deffner sind die Bohnerze grösstentheils durch eine Umwandlung aus Eisenkies entstanden, ursprünglich aber vom Meere an Küstengegenden abgesetzt worden.

C. Deffner, Württemb. naturw. Jahreshefte XV. Jahrgang 1859. 258—314. Auch »Zur Erklärung der Bohnerzgebilde«, Stuttgart 1859. Auszug in N. Jahrb. f. Min. 1861. 599.

Eisenspath.

(Spatheisenstein, Siderit, Sphaerosiderit, Eisenkalk, Stahlstein, Spathose iron, Fer oxydaté carbonaté.)

Das Eisenspath-Gestein ist ein grob- bis feinkörniges Aggregat von Eisenspath, mit gelblichweisser, grauer oder gelblichbrauner Farbe, welche an der Luft allmählich sich zu braun oder schwarz verdunkelt. Das spec. Gewicht beträgt 3.7—3.9. Die Eisenspathe sind in ihrer reinsten Form kohlensaures Eisenoxydul mit 37.93 Kohlensäure und 62.07 Eisenoxydul, meistens aber treten zu dem vorwiegenden kohlensauren Eisenoxydul in wechselnden Mengen die isomorphen Carbonate von Manganoxydul, Magnesia und Kalk.

Der körnige Eisenspath zeigt deutlich die rhomboedrische Spaltbarkeit der zusammensetzenden Individuen; im frischen Zustande besitzen die Spaltungsflächen irisirenden oder perlmutterartigen Glasglanz. In mächtigen Eisenspathstöcken wird oft die Textur vollständig marmorartig. Erst im gepulverten Zustande löst er sich leicht in Säuren auf.

Eisenkies, Kupferkies, Eisenglanz und andere Erze sind nicht selten in dem Eisenspathgestein eingesprengt.

Im Laufe der Zeit wandelt sich der Eisenspath in Brauneisenstein um; diese Metamorphose geht wie im kleinen, so auch im grossartigsten Maassstabe vor sich, sehr mächtige Eisenspathablagerungen bestehen bis zu grosser Tiefe aus Brauneisenstein, welcher um so dunkler ist, je mehr Manganoxydulcarbonat der Eisenspath enthielt. Hauptsächlich ist es wohl das atmosphärische Wasser, welches sich gegen die Kohlensäure austauscht, wobei zugleich das Eisenoxydul in Eisenoxyd umgewandelt wird; weil die Aufnahme von Sauerstoff und Wasser weniger beträgt, als der Verlust von Kohlensäure, ist der entstandene Brauneisenstein porös. Für manche, vollständig aus Brauneisenstein bestehende Lagerstätten ist es höchst wahrscheinlich, dass sie aus einer solchen Metamorphose hervorgegangen sind.

Der Eisenspath bildet untergeordnete Einlagerungen von oft ansehnlicher Ausdehnung zwischen geschichteten Gesteinen, Gänge und stockförmige Massen, welche zum Theil sehr bedeutende Dimensionen besitzen und meistens im Gebiet älterer Formationen erscheinen.

Von den Vorkommnissen bedeutender Eisenspathmassen seien folgende erwähnt:

Mit den Kalksteinen, welche in den Glimmerschiefern Kärnthens mächtige Einlagerungen bilden, sind grosse nierenförmige Eisenspathstöcke eng verknüpft, welche nach oben zu die deutlichste Umwandlung in Brauneisenstein zeigen; so bei Lölling unweit Hüttenberg, bei Wölch unweit Wolfsberg, bei Friesach (v. Morlot in Haidingers Ber. üb. Mitth. v. Freund. d. Naturw. II. 84. Wieland ebendas. V. 225).

Der colossale Erzberg bei Eisenerz in Steiermark, welcher 2600 Fuss über die Thalsohle aufragend, fast ganz aus Eisenspath besteht, gehört dem Silur an, wie nach F. von Hauer wahrscheinlich alle übrigen von Neukirchen bis gegen Hall in Tyrol fortziehenden Eisenspathstöcke (Sitzungsber. d. Wien. Akad. 1850. 275). In der Devonformation bei Müsen unweit Siegen in Westphalen liegt der mächtige Eisenspathstock des Stahlbergs.

Zwischen den Zechstein-Dolomiten am südlichen Gehänge des thüringer Waldes bildet der Eisenspath mächtige Lagerstätten auf der Mommel bei Liebenstein und am Stahlberg bei Schmalkalden (Senft).

Thoniger Sphärosiderit. So nennt man einen feinkörnigen bis dichten Eisenspath, welcher innig und in ganz schwankenden Verhältnissen mit Thon gemengt ist. Die Farbe ist grau in verschiedenen Nuancen, gelblich, röthlichbraun, das spec. Gewicht beträgt nur 3.0—3.5. Bei der Behandlung mit Säuren tritt mehr oder minder stark und schnell Brausen ein und es bleibt ein verschieden grosser Rückstand von Thon.

G. Bischof fand im Sphärosiderit von der Grube Segen Gottes bei Dambroich am Siebengebirge

Kohlensaur. Eisenoxydul	83.99
Kieselsäure	5.68
Thonerde, Talkerde, Kalkerde, etwas Kohlensäure und org. Substanz	10.33
	100.00

Andere Analysen sind Lehrb. der chem. u. phys. Geol. (2. Aufl.) II. 139 mitgetheilt.

Der thonige Sphärosiderit kommt auf zwei verschiedene Weisen vor: er bildet rundliche, eiförmige oder linsenförmige Nieren, deren Durchmesser oft mehrere Fuss beträgt. Nach Art der Septarien (vgl. S. 83) sind sie im Innern sehr häufig zerborsten und diese Klüfte erscheinen alsdann manchmal mit krystallisirten Mineralien überkleidet, mit Kalkspath, Braunspath, Eisenspath, Quarz, Schwerspath, Eisenkies, Bleiglanz, Zinkblende. Das Innere schliesst auch nicht selten organische Reste (von Pflanzen, Fischen, Sauriern oder auch Koprolithen) vorzüglich als Abdrücke ein, und solche Sphärosideritnieren spalten alsdann meist sehr gut nach der Fläche ihrer grössten Ausdehnung, weil der Abdruck fast immer in derselben Ebene liegt. Es ist wohl kaum zweifelhaft, dass diese Nieren ächte Concretionen sind und dass der im Innern befindliche organische Ueberrest es war, wodurch aus dem umgebenden Gestein das kohlensaure Eisenoxydul concentrirt und abgeschieden wurde. Die Nieren des Sphärosiderit liegen meist im Schieferthon; sie sind nur sehr selten vereinzelt vertheilt, gewöhnlich in grosser Menge zusammengehäuft und zwar so, dass sie in verschiedenen Ebenen mehr oder weniger dicht nebeneinanderliegen, dass also gewissermaassen Flötze gebildet werden, die aus isolirten Nieren bestehen.

Nebenbei bildet der Sphärosiderit stetige und zusammenhängende Lager, welche oft in bedeutender Anzahl über einander

vorkommen und durch Schieferthonschichten von einander getrennt werden. In der obern Etage des Steinkohlengebiets von Saarbrücken lagern bis zu 50, unter 1 Fuss mächtige Sphärosideritflötze. Nicht selten ist die Erscheinung, dass die aus einzelnen Nieren bestehenden Flötze durch Grösserwerden der Nieren und durch seitliches Verfliessen derselben in regelmässige und zusammenhängende Flötze übergehen.

Die Hauptablagerung der Sphärosiderite ist im Steinkohlengebirge und zwar meistens oberhalb der Kohlenflötze in dem das Hangende bildenden Schieferthon. So enthält das Zwickauer Kohlenbassin Sphärosiderite. In England namentlich im Steinkohlengebiet von Südwales, in Frankreich in dem Bassin des Aveyron und von St. Etienne. Eigenthümlich ist die sehr geringe Verbreitung oder das gänzliche Fehlen der Sphärosiderite in einigen Steinkohlengebieten, während sie in andern so massenhaft auftreten. Die reichen Sphärosiderite in dem Saarbrücken'schen Kohlenbassin (vgl. darüb. Warmholz in Karstens Archiv X. 1837. 411), bei Otzenhausen, Braunhausen, Birfeld, Börschweiler, Lebach u. s. w. gehören mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Rothliegenden an.

Auch in den Mergelschiefern, in den Sandsteinen und Schieferthonen des Lias kommen Sphärosideritnieren, manchmal in reichlicher Anzahl vor. Die Braunkohlenformation in der Umgegend von Bonn nördlich und nordöstlich vom Siebengebirge (Dambroich, Hardt, Stieldorf) und auf der linken Rheinseite (Friesdorf, Lannesdorf, Witterschlick) enthält ebenfalls Sphärosiderite, theils als stetig ausgedehnte Flötze von ansehnlicher Mächtigkeit, theils als platte Nieren von beträchtlichen Dimensionen; vgl. v. Dechen, Geogn. Führ. in das Siebengeb. 308; bei Bilin in Böhmen, im Cyrenenthon am Dachsbau bei Winkel u. a. O. im Rheingau.

Die stengelig abgesonderten Thoneisensteine der böhmischen Braunkohlenformation sind durch Einwirkung von Kohlenbränden auf Sphärosiderit entstanden; vgl. Hohenegger in Haidingers Ber. üb. Mitth. v. Freunden der Naturw. III. 142.

Kohleneisenstein (Blackband der Engländer) nannte Schnabel ein schwarzes dickschieferiges Gestein, welches ein inniges Gemenge von Sphärosiderit mit 12—35 pct. Kohle darstellt. Bei Bochum in der Grafschaft Mark, Westphalen, bildet dieses für die Eisengewinnung ausgezeichnete Erz bis 2 Fuss mächtige Flötze;

bedeutendere Mächtigkeit erlangt es in den englischen und zumal den schottischen Steinkohlengebieten.

Kohleneisenstein I. von der Grube Friederike bei Bochum (spec. Gew. 2.197) nach Schnabel. II. von der Grube Schürbank und Charlottenburg (spec. Gew. 2.33). III. ebendaher mit dem spec. Gew. 2.94.

	I.	II.	III.
Eisenoxyd	7.46	7.09	7.77
Kohlensaur. Eisenoxydul . .	47.24	35.30	69.99
» Manganoxydul .	—	—	0.78
» Magnesia . .	4.40	1.57	3.67
» Kalk	—	0.41	—
Schwefels. Kalk.	—	0.64	—
Kieselsäure	0.81	20.23	1.92
Thonerde	—	8.67	0.52
Kalk	—	0.68	0.14
Magnesia	—	0.35	0.13
Steinkohle	35.34	20.07	11.76
Wasser	4.14	5.09	3.01
	99.39	100.10	99.69

G. Bischof ist der Ansicht, »dass diese Kohleneisensteine aus einem an Eisenoxyd und Eisenoxydhydrat sehr reichen und mit vegetabilischem Detritus gemengten Absatz entstanden sind«; durch Reduction und Kohlensäurebildung ging alsdann das Eisenoxyd in kohlensaures Eisenoxydul über; für einen solchen Reductionsprocess spricht das zum Theil noch vorhandene Eisenoxyd, welches gewiss kein Oxydationsproduct des kohlensauren Eisenoxydul ist.

Vgl. Schnabel über Kohleneisenstein, Poggend. Ann. LXXX. 1850. 441. Verhandl. d. naturh. Ver. d. Rheinl. u. Westphalens VII. 909.
G. Bischof über Kohleneisenstein, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. (2. Aufl.) II. 143.
Nöggerath, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. 1852.
v. Dechen, Orogr.-geogn. Uebers. des Regierungsbez. Düsseldorf. Iserlohn 1864. 169.

Kieseligen Sphärosiderit nennt Naumann die eigenthümlichen feinsandsteinähnlichen Gesteine, welche wesentlich aus manganhaltigem Sphärosiderit und Quarzsand bestehen und in der Fucoidenformation der baierischen Voralpen zwischen Traunstein

und Sonthofen einen versteinerungsreichen Lagerzug bilden, der als Eisenerz gewonnen wird (Geognosie I. 650).

Schafhäutl, N. Jahrb. f. Min. 1846. 664.

Magneteisenstein.

Der Magneteisenstein ist ein körniges bis dicht erscheinendes Aggregat von Magneteisen, von eisenschwarzer Farbe, schwarzem Strich, mehr oder weniger vollkommenem Metallglanz, stark magnetisch, oft polarisch, spaltbar oktaedrisch. Härte = 5.5—6.5; spec. Gewicht = 4.9—5.2. Gepulvert in Säure löslich; vor dem Löthrohr schwer schmelzbar.

Das reine Magneteisenerz ist eine Verbindung von 1 At. Eisenoxydul mit 1 At. Eisenoxyd = $\dot{\mathrm{Fe}}\overline{\dddot{\mathrm{Fe}}}$ und enthält

Eisenoxydul . .	68.97	oder	Eisen . . .	72.41
Eisenoxyd . . .	31.03		Sauerstoff . .	27.59

Der Mageteisenstein ist aber nicht immer reines Magneteisenerz, sondern ist häufig gemengt mit Eisenglanz, Chromeisenerz, Titaneisenerz, Eisenkies, Kupferkies, Chlorit, Quarz, Kalkspath, Hornblende, Augit, Granat, Epidot, Feldspath.

Rücksichtlich der Textur kann man unterscheiden *körnigen*, *dichten* und *schieferigen* Magneteisenstein, und nach der Verschiedenheit der Mengung mit v. Cotta

Reinen Magneteisenstein
Chloritreichen Magneteisenstein
Chromeisenstein
Granatreichen Magneteisenstein
Kiesreichen Magneteisenstein.

Der Magneteisenstein bildet stockförmige Lager, oft von beträchtlicher Ausdehnung im Gneiss, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Hornblendeschiefer, in Grünsteinen und körnigen Kalksteinen. Namentlich sind es die nördlichen Gegenden der Erde, wo man die bedeutendsten Magneteisensteinmassen gefunden hat. Der Gneiss der skandinavischen Halbinsel ist ausserordentlich reich an Magneteisensteinlagerstätten, von denen einige als ganze Magneteisenberge hervorragen. Diese Magneteisensteinstöcke sind oft von höchst unregelmässigen Umgrenzungen und sehr häufig durch Uebergänge mit ihrem, ebenfalls Magneteisenerz führenden Nebengestein verknüpft, weshalb sie denn wohl nur als eine gleichzeitig mit dem

umgebenden Gestein gebildete locale Anhäufung von Magneteisenerz betrachtet werden können. Zahlreiche verschiedene Mineralien, von denen manche Krystalle die Eigenthümlichkeit der sog. geflossenen Oberfläche (vgl. S. 65) zeigen, stellen sich in den skandinavischen Magneteisenstöcken ein, welche zu den ergiebigsten Fundstellen seltener Mineralien gehören. Trümer und Adern von Kalkspath, von Feldspath, grobkörnigem Granit, Streifen von Chlorit, Talk und Serpentin durchziehen diese Lagerstätten.

Zu erwähnen sind die berühmten Lagerstätten von Arendal im südlichen Norwegen, von Dannemora nördlich von Upsala, die Lager von Bispberg und Garpenberg in Dalarne, von Norberg in Westmanland, die Persberger Gruben. In Norbotten unter 67°—68° n. B. ist das Lager von Svappavara, von Kerunavara (8000 Fuss lang, 800 Fuss mächtig) und endlich das colossalste von allen, der Magneteisenberg Gellivara in der Luleo-Lappmark (16000 Fuss lang, 8000 Fuss breit und ein paar tausend Fuss hoch). Auch in Nordamerica sind vielorts Magneteisenlager in den Gneissen bekannt.

Im Glimmerschiefer des Erzgebirges bei Ehrenfriedersdorf kennt man einige Magneteisensteinlager, welche Granat, Strahlstein und einige Schwefelmetalle führen. Der Thonschiefer bei Berggieshübel enthält gleichfalls mehrere mineralienreiche Magneteisensteinlagerstätten. Desgleichen der Glimmerschiefer des Banats und der Thonschiefer Mährens und Schlesiens.

Die colossalen Magneteisenberge des Urals sind mit augitischen Grünsteinen verknüpft; die 280 Fuss hohe Wissokaja-Gora westlich von Nischnej-Tagilsk erhebt sich 1800 Fuss lang, 1500 Fuss breit, 250 Fuss hoch, der 483 Fuss hohe Blagodat bei Kuschwinsk, der Katschkanar bei Nischnej-Turinsk. Die Masse des von metamorphischen Schiefern, namentlich Chloritschiefer umgebenen Katschkanar besteht aus Augitporphyr, allenthalben durchsprenkelt von Magneteisenkörnchen und durchsetzt von zahllosen Magneteisengängen und Serpentin. Auch der berühmte 400 Fuss hohe Taberg bei Jönköping in Schweden ist eine magneteisenerzführende Grünsteinkuppe im Gneiss, deren südlicher Abhang fast aus reinem Magneteisen besteht.

Der 300 Fuss hohe Berg Cerro del Mercado bei Durango in Mexico besteht seiner ganzen Masse nach aus derbem Magneteisenerz, stellenweise mit Eisenglanz, Brauneisenstein, Thoneisenstein,

etwas Quarz und Kalkspath gemengt. Klüfte und Drusenräume sind mit oktaedrischen Krystallen bedeckt, die zuweilen 1 Zoll Durchmesser erreichen. Dieser Magneteisenberg erhebt sich aus Felsitporphyr, von dem sich Bruchstücke in dem Erz vorfinden.

Ueber die skandinavischen Magneteisensteine vgl.:
Hausmann, Reise nach Skandinavien.
Daubrée, Mém. sur les dépots metalliféres de la Suède et de la Norwège.

Ueber die uralischen Magneteisensteine vgl.:
Hermann, Mineral. Beschreib. des ural. Erzgebirges I. 306.
G. Rose, Reise nach dem Ural I. 310. 342.
Murchison, Geology of Russia 371. 379.
Zerrenner, Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 478.

Ueber den Magneteisenberg von Durango in Mexico:
E. Schleiden in N. Jahrb. f. Min. 1839. 303.

Catawbirit hat Oscar Lieber ein oft sehr inniges Gemenge aus Talk und Magneteisenerz genannt, welches in Südcarolina vielfach verbreitet ist.

Gangstudien von v. Cotta und H. Müller III. 353 und 359.

Der Chromeisenstein ist meistens mit Serpentin vergesellschaftet, Kraubat in Steiermark, Grochau und Silberberg in Schlesien, Shetlandsinsel Unst, Gassin im Dép. des Var, Nordamerica. Vgl. Serpentin S. 321.

G. Bischof kommt bei seinen Untersuchungen über die Bildung des Magneteisens zu dem Schluss, dass es vorwiegend das Resultat einer Ausscheidung auf nassem Wege sei, wobei er übrigens auch eine plutonische Bildung nicht gänzlich von der Hand weist. Die Magneteisenlagerstätten in quarzigen Gesteinen können keine Ausscheidungen aus einer feuerflüssigen Masse sein; die meisten solcher Magneteisenlagerstätten betrachtet er als Zersetzungsrückstände von Augitgesteinen (Chem. u. phys. Geol. (2. Aufl.) II. 911 ff.). Vgl. auch das früher S. 168 über die Bildung des Magneteisens Mitgetheilte.

6. Kohlengesteine.

Die Kohlen sind Gesteine, welche entweder gänzlich oder doch zum grössten Theil aus Kohlenstoff bestehen. Sie sind daher auch meistens brennbar und dunkel, braun oder schwarz gefärbt. Vielleicht mit einer einzigen Ausnahme sind sie alle ihrer Bildungsweise nach organischen und zwar zumeist vegetabilischen Ursprungs,

entstanden durch einen Umwandlungsprocess, welchem pflanzliche Substanzen der Vorwelt und Jetztwelt unterlegen sind; durch den mehr oder weniger weit fortgeschrittenen Zustand dieser Umwandlung, welche namentlich auf eine immer reinere Darstellung des Kohlenstoffs hinzielte, wird vorwiegend die verschiedene petrographische Ausbildung der Kohlengesteine hervorgebracht.

Wir betrachten unter den Kohlengesteinen den Graphit, den Anthracit, die Schwarzkohle oder Steinkohle, die Braunkohle und den Torf. Diese Reihenfolge ist derart, dass das erste Glied die reinste Kohlenstoffmasse darbietet, während bei den folgenden immer ein vorderes Glied stärker umgewandelte Pflanzensubstanz ist, bis zu dem Torf, welcher als jüngstes und noch fortwährend erzeugtes Product die nur noch sehr wenig veränderte Pflanzensubstanz darstellt. An diese eigentlichen Kohlengesteine reihen sich als Anhänge Asphalt, Brandschiefer, Guano.

Graphit.

Das Graphitgestein ist ein grobschuppiges bis feinschuppiges oder fast dichtes, eisenschwarz gefärbtes Aggregat von Graphit; es ist metallglänzend und undurchsichtig, fettig anzufühlen, weich und abfärbend. Das spec. Gewicht beträgt 1.9—2.2. Die Graphitschuppen und -Blätter gehören entweder dem hexagonalen oder monoklinoedrischen Krystallsystem an.

Nachdem früher Scheele, Berthollet, Monge, Vandermonde u. A. den Graphit für eine Verbindung von Kohle mit Eisen hielten, hat Karsten dargethan, dass er reiner Kohlenstoff sei, der als Verunreinigung das Eisen als Oxyd enthält (Karstens Archiv XII. 91), was von Sefström später bestätigt wurde (Poggend. Annal. XVI. 168). Der reine Kohlenstoff des Graphit, welcher demnach eine andere Modification des Diamant ist, findet sich oft ausser durch Eisenoxyd auch durch Kieselsäure, Kalkerde Thonerde und andere Stoffe verunreinigt. Der Graphit von Wunsiedel im Fichtelgebirge hinterlässt nur 0.33 pct. Asche (nach Fuchs, Journ. f. pract. Chem. VII. 353), einer von Ceylon 0.9 pct. (nach Fritzsche, Berg- u. hüttenm. Zeitg. 1854. 323), der von Ersby in Finnland 1.8 pct. (nach A. Nordenskjöld, Poggend. Annal. XCVI. 110). Grössere Verunreinigungen fand Prinsep in ceylonischen und englischen Graphiten (Edinb. new phil. journ. 1832. XII. 346). Graphit aus den Tunkinskischen

Gruben in Sibirien enthielt nach Pusirewsky nur 84.08 Kohlenstoff, 10.98 Kieselsäure, 3.77 Wasser.

Der Graphit verbrennt vor dem Löthrohr nur sehr schwierig. Säuren haben keine Einwirkung, ziehen aber gewöhnlich Eisenoxyd, Kalkerde und andere Stoffe aus.

In krystallinischen Gesteinen, in Graniten, Gneissen, Glimmerschiefern, körnigen Kalksteinen erscheint der Graphit manchmal als accessorischer Gemengtheil und zwar so, dass er den Glimmer zu vertreten scheint; dadurch entstehen Zwischengesteine, welche man als Graphitgranit, Graphitgneiss u. s. w. bezeichnet. Hier haben wir es mit dem Graphitgestein zu thun, welches vorwiegend als Graphitschiefer mit deutlich schieferiger Textur und deutlicher Schichtung auftritt. Solche Graphitschiefer kommen als regelmässige Einlagerungen in krystallinischen Schiefergesteinen vor.

Den Gneissen sind sehr häufig Lager von Graphitschiefer untergeordnet, welche in gar vielen Fällen mit Kalklagern, oft auch mit Kaolinlagern in Verbindung stehen. Bedeutende, stellenweise 7 Klafter mächtige Graphitlager finden sich, vergesellschaftet mit Lagern von körnigem Kalk, zwischen Schwarzbach und Stuben, westlich von Krumau im Budweiser Kreise Böhmens. Die Zwischenmittel zwischen den einzelnen Graphitlagern bestehen aus stark verwittertem Gneiss, das Liegende derselben wird häufig aus Kaolin gebildet. Im mährischen Gneiss lagern nach Glocker und Fötterle ausgezeichnete Graphite, z. B. bei Vöttau, Hafnerluden, Vrain, wo ebenfalls die Association mit Kalkstein und auch Kaolin deutlich hervortritt. Bei Geras, Doppach, Brunn a. Walde in Oesterreich finden ähnliche Verhältnisse statt; an letzterm Orte enthält das dem Gneiss eingeschaltete Kalksteinlager Lager von Graphit. Zobel beschrieb unreine Graphitlager bei Tannhausen, Neugericht und Bärsdorf im Gneiss des Eulengebirges in Schlesien. Von andern Graphitlagern im Gneissgebiet seien erwähnt die schwedischen von Gillermarksberg in Westmanland, welche Hisinger, die von Strath-Tarrar in Nordschottland, welche Jameson, die von Brimfield, North-Brookfield, Sturbridge in Massachusetts, welche Hitchcock untersuchte.

Die bekannten Graphitmassen der Umgegend von Passau finden sich sowohl dem Gneiss als dem Glimmerschiefer eingelagert; das bedeutendste Lager erstreckt sich nach Wineberger $\frac{3}{4}$ Stunde

weit in ostwestlicher Richtung von Pfaffenreuth über Kropfmühl nach Oedhof.

Im Glimmerschiefer Kärnthens erscheinen, abermals mit Kalksteinen vergesellschaftet, nach Peters an mehrern Punkten kleine Graphitlager, z. B. zwischen Afritz und Radenthein, wo sie auch Kaolin umschliessen, was um so auffallender ist, als in weiter Umgegend keine Feldspathgesteine anstehen. Nach Hugo Müller geht bei Schwarzenberg und Elterlein in Sachsen, bei Grossklenau und Höfen unweit Tirschenreuth im Fichtelgebirge der Glimmerschiefer in den Graphitschiefer über. Wie in den mährischen Gneissen, so treten auch in den dortigen Glimmerschiefern Graphitlager auf, so z. B. nach Zobel ein 4—5 Fuss mächtiges zwischen Goldenstein und Altstadt; gleichfalls in den Glimmerschiefern Niederschlesiens und der Grafschaft Glatz, z. B. im Schlackenthal bei Reichenstein, zwischen Petrikau und Silbitz, wo vier solcher Lager erscheinen, bei Weisswasser, Conradswalde und andern Punkten im Habelschwerdter Kreise. Zu Worcester in Massachusetts kennt man ein langhinziehendes, 2 Fuss, und zu St. John in Neubraunschweig sogar ein über 20 Fuss mächtiges Graphitlager im Glimmerschiefer. Auch die Thonglimmerschiefer von Leoben, Bruck, Kaisersberg, Mautern in Steiermark gehen nach v. Morlot stellenweise in Graphitschiefer über.

Die berühmten Graphite von Borrowdale bei Keswick finden sich in unregelmässigen Nestern auf Gängen, welche aus Kalkspath, Braunspath und Quarz bestehen und im Feldspathporphyr aufsetzen.

Ausser den oben erwähnten chemischen Untersuchungen des Graphit vgl. noch:

Dumas u. Stass, Annal. de chim. et de phys. (1) III. 5.
Erdmann u. Marchand, Journ. f. pract. Chem. XXIII. 159 u. XXXV. 230.
Ragsky, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. 1854. 201.
Ferstl, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. 1854. 868.

Ueber Vorkommnisse von Graphitlagern:

v. Oeynhausen u. v. Dechen, Graphit von Borrowdale, Karstens Archiv II. 1830. 285.
E. Fr. Glocker, de graphite moravico et de phaenomenis quibusdam, originem graphitae illustrantibus, Vratislav. 1840.
Zippe, Graphit v. Schwarzbach in Böhmen, N. Jahrb. f. Min. 1841. 582.
v. Hochstetter, Graphite v. Schwarzbach in Böhmen, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. V. 56.
Waltl, Graphit von Passau, Corresp.-Bl. des zool.-mineral. Vereins zu Regensburg II. 158.

A. Heinrich, Graphit des mährischen Gesenkes, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. V. 91.
Zobel u. v. Carnall, Graphit des Eulengebirges, Karstens Archiv 1831. III. 52.
Graphit v. St. John in Neubraunschweig, Am. journ. of sc. and arts (2) XIV. 280.
Zobel, Graphit in Schlesien u. der Grafschaft Glatz, Karstens und v. Dechens Archiv XXIII. 1850. 178.
Zobel, Graphit in Mähren u. Niederschlesien, N. Jahrb. f. Min. 1854. 724.
Lipold, Graphit von Swojanow in Böhmen, Jahrb. d. k. k. geol. R.-anst. 1863. XIII. 261.
Nöggerath, Graphit aus Sibirien, Niederrh. Ges. f. Nat.- u. Heilk. Sitz. v. 17. Juli 1865.

Anthracit (v. Haidinger).

(Glanzkohle; mineralische Holzkohle, Werner; harzlose Steinkohle, Mohs; Kohlenblende; Anthracite.)

Der Anthracit ist eine meist eisen- auch sammtschwarze, glas- bis halbmetallischglänzende, spröde Kohlenmasse, von muscheligem Bruch. Die Härte beträgt 2—2.5, das spec. Gewicht 1.4—1.7, nach Geinitz im Mittel 1.579 (das schwerste und härteste unter allen Kohlengesteinen); bisweilen ist er bunt angelaufen, was von einer zarten Haut von Eisenoxydhydrat herrührt.

In chemischer Hinsicht ist der Anthracit Kohlenstoff (wovon er meist über 90 pct. enthält) mit wenig Sauerstoff und Wasserstoff, Spuren von Stickstoff, nebenbei als Verunreinigungen Kieselsäure, Thonerde und Eisenoxyd enthaltend. Der Anthracit steht so mit Rücksicht auf den Gehalt an Kohlenstoff dem Graphit am nächsten und ist als eine umgewandelte Pflanzensubstanz zu betrachten, welche ihren Sauerstoff- und Wasserstoffgehalt fast vollständig eingebüsst hat, eine fast bitumenfreie Kohle, eine dichte Coaksmasse auf natürlichem Wege erzeugt.

Schmilzt im Feuer nicht, verbrennt aber bei starkem Luftzuge, ohne merklichen Geruch, theils mit, theils ohne Flamme, und hinterlässt wechselnde Aschenmengen. Im Kolben gibt er beim Erhitzen etwas Feuchtigkeit, aber keine brenzlichen Producte. Kalilauge greift den Anthracit nicht an, wird also auch durch ihn nicht braun gefärbt.

Regnault untersuchte verschiedene Anthracite (Journ. f. pract. Chemie XIII. 88. Lehrbuch der Chemie, übers. v. Boedeker 1851. IV. 218):

		spec. Gew.	Elementarzusammensetzung Kohlenst.	Wasserst.	Sauerst. und Stickst.	Asche.
I.	Pittville in Pennsylvanien .	1.462	89.21	2.43	3.69	4.67
II.	Dép. Mayenne, Frankr. .	1.367	90.72	3.92	4.42	0.94
III.	Swansea in Wales . . .	1.348	91.29	3.33	4.80	1.58
IV.	Herzogenrath bei Aachen .	1.343	90.20	4.18	3.37	2.25
V.	Lamure, Dép. der Oise . .	1.362	88.54	1.67	5.22	4.57
VI.	Macot, Tarentaise . . .	1.919	70.51	0.92	2.10	26.47

Die berechnete Zusammensetzung der organischen Substanz ist nach Abzug der Asche:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kohlenstoff.	93.59	91.58	92.76	92.28	92.78	95.90
Wasserstoff	2.55	3.96	3.38	4.28	1.75	1.25
Sauerstoff u. Stickstoff . .	3.86	4.46	3.86	3.44	5.47	2.85

Jacquelain untersuchte gleichfalls mehrere Anthracite von Swansea I, von Vizille im Dép. der Isère II, von Isère III, von Sablé im Dép. der Sarthe IV, und fand darin (Ann. de chim. et phys. 1840. 400. Journ. f. pract. Chem. XXII. 27):

	Kohlenstoff.	Wasserstoff.	Stickstoff.	Sauerstoff.	Asche.
I.	90.58	3.60	0.29	3.81	1.72
II.	94.09	1.85	2.85	0.00	1.90
III.	94.00	1.49	0.58	0.00	4.00
IV.	87.22	2.49	2.31	1.08	6.90

W. R. Johnson fand in 13 nordamericanischen Anthraciten 75.08 — 90.75 Kohlenstoff. L. Gmelin erhielt aus dem Anthracit von Offenburg 7.07 pct. Asche und 1.59 Wasser. Die Zusammensetzung der organischen Substanz des Anthracit ergab 94.11 Kohlenstoff, 3.46 Wasserstoff, 2.43 Stickstoff und Sauerstoff (N. Jahrb. f. Min. 1836. 538). Karsten fand in westphälischen Anthraciten von der Zeche Glücksburg bei Ibbenbühren 93.2 reinen Kohlenstoff, in solchen von der Zeche Silberbank 95.74 reinen Kohlenstoff (Unters. üb. d. kohl. Subst. d. Mineralr. 74).

Bisweilen treten in dem Anthracit accessorisch Eisenkies oder Sphärosiderit in der Masse, Kalkspath oder Gyps auf Klüften auf.

Hausmann stellt folgende Abarten des Anthracit auf (Handb. d. Mineralogie II. 1521):

a) Gemeiner Anthracit; sammtschwarz, auch eisenschwarz,

zuweilen bunt angelaufen; starkglänzend bis wenig glänzend mit einem glas- oder wachsartigen Metallglanz. Härte 2.5; am meisten verbreitet.

b) Schlackiger Anthracit; oft blasig, von schlackenartigem Ansehen, eisenschwarz bis in das sammtschwarze; inwendig starkglänzend oder glänzend, von mehr oder weniger vollkommenem Metallglanz. H. = 2—2.5; z. B. in hessischen Braunkohlen am Meissner.

c) Stengeliger Anthracit; mit stengeliger Absonderung; eisenschwarz in das pechschwarze, inwendig glänzend oder wenig glänzend, von einem Glanz, der zwischen Metallglanz und Wachsglanz steht. H. = 2—2.5.

d) Holzförmiger Anthracit; in Stamm- und Aststücken mit deutlicher Holztextur; kohlenschwarz, nicht abfärbend; inwendig glänzend bis schimmernd, von einem Glanz, der zwischen Seidenglanz und Fettglanz steht. H. = 2—2.5.

e) Faseriger Anthracit; zartfaserig, kohlenschwarz, in das graulichschwarze; inwendig wenig glänzend bis schimmernd mit seidenartigem Glanz; sehr weich, oft zerreiblich, mehr oder weniger stark abfärbend.

f) Graphitartiger Anthracit; kugelig, derb, eingesprengt, eisenschwarz in das stahlgraue geneigt; wenig glänzend bis schimmernd, mit unvollkommenem Metallglanz. H. = 2.5; seltenste Varietät, z. B. auf den Silbererzgängen bei Kongsberg in Norwegen.

Da die Kohlensubstanz sich in den verschiedensten Stadien der Umwandlung aus der ursprünglichen Pflanzenmasse befindet, so ist es offenbar, dass sich zwischen den an Kohlenstoff reichsten Anthraciten und den an Kohlenstoff ärmern Schwarz- oder Steinkohlen keine bestimmte Grenze ziehen lässt. Aus den oben mitgetheilten Analysen ist das Schwanken des Wasserstoff- und Sauerstoffgehalts innerhalb der Anthracite ersichtlich. In sehr vielen Fällen muss man dem äussern Habitus und der chemischen Zusammensetzung nach unschlüssig bleiben, ob man eine Kohle zum Anthracit oder zur Steinkohle rechnen soll.

Diesen Uebergang aus Steinkohle in Anthracit hat man sehr häufig beobachtet: dieselbe Kohlenablagerung besteht manchmal an der einen Stelle aus Steinkohle, an der andern aus Anthracit, je nachdem der Zersetzungs- oder Carbonisirungsprocess weniger oder

mehr vorgeschritten ist. Dieselben Kohlenflötze, welche in Ost-Pennsylvanien aus Anthracit gebildet werden, stellen sich in West-Pennsylvanien als Steinkohle dar. Die Flötze des Kohlenbassins von Südwales sind an ihrem westlichen und nördlichen Rande als Anthracit, an ihrem östlichen und südlichen Rande als Steinkohle ausgebildet und besitzen in der Mitte Kohlen, welche rücksichtlich ihres Bitumengehalts zwischen ächtem Anthracit und ächter Steinkohle schwanken.

Der Anthracit ist im allgemeinen weiter verbreitet als der Graphit, weniger als die Steinkohle. In manchen Gesteinen, in Thonschiefern, Kieselschiefern, Kalksteinen, Grauwacken, im Kupferschiefer ist Anthracit fein vertheilt und gibt hier das färbende Mittel ab, bisweilen auch bildet er in solchen Gesteinen einzelne grössere Nester, sowie ganze zusammenhängende Lager. Sodann erscheint der Anthracit als Begleiter von fremdartigen Gesteins- und Erzlagerstätten, z. B. auf den Magneteisensteinlagerstätten von Riddarhyttan in Schweden, auf den Rotheisensteinlagerstätten von Andreasberg, Lerbach u. a. O. im Harz. Zuweilen setzt der Anthracit selbständige gangartige Lagerstätten zusammen, z. B. im Alaunschiefer von Wetzelstein bei Saalfeld, oder er tritt als untergeordnete Masse in andern Erz- oder Gesteinsgängen auf, z. B. auf den Silbererzgängen im Glimmerschiefer von Kongsberg, auf einem Rotheisensteingang bei Rehhübel zwischen Joh. Georgenstadt und Eibenstock in Sachsen (Krug v. Nidda in Karstens Archiv VIII. 1835. 497), oder auf Quarzgängen im Thonschiefer, z. B. bei Wurzbach unfern Lobenstein im Voigtlande. Die bedeutendsten Anthracitvorkommnisse aber finden sich als zusammenhängende, regelmässige Flötze, vollkommen analog den Steinkohlenflötzen; die Anthracitflötze wechsellagern wie diese mit dunkeln Schieferthonen und grauen Sandsteinen; bisweilen treten in einem Kohlenbassin sowohl Flötze von Anthracit als von Steinkohle auf; dies ist z. B. nach Virlet d'Aoust der Fall im Kohlenbassin von Creuzot, wo mitten zwischen Steinkohlenflötzen Anthracitflötze lagern.

In der silurischen und devonischen Formation finden sich neben Steinkohlen auch Anthracite; die Kohlenablagerungen innerhalb dieser ältesten Formationen sind in den bis jetzt genauer durchforschten Ländern meist nicht sehr bedeutend, hier und da aber erscheinen dennoch Flötze von nicht unbeträchtlicher Mächtigkeit; in der

irischen Grafschaft Cork kennt man durch Weawer Anthracitflötze in der Uebergangsformation; nach Harkness sind ziemlich ausgedehnte Anthracitflötze zwischen den silurischen graptolithenführenden Schieferthonen des südlichen Schottlands eingeschaltet. Die von Manchen, namentlich früher von Élie de Beaumont und Dufrénoy für devonisch gehaltenen Anthracitflötze und -Stöcke der Loiregegend (bei Chalonnes, Monzeil, Montrelais, Saint-Georges-Châtelaison u. a. O.) gehören wahrscheinlich der ältern Steinkohlenformation an. Dass die Anthracitbildung von San Pedro de Covo (östlich von Porto) in der Nähe von Vallongo in Portugal, welche sich mit Unterbrechungen südlich bis nach Coimbra zieht, nicht wie Sharpe vermuthete dem Silur angehört, von dessen Schichten sie bedeckt wird, sondern dass sie als ächt carbonische Bildung durch spätere Umstürzung in ihre jetzige Lage gekommen sei, dafür hat sich Murchison schon früher (Siluria 2. Aufl. 449) ausgesprochen und Carlos Ribeiros hat dies später ausführlich nachgewiesen (vgl. Reiss im N. Jahrb. f. Min. 1862. 257).

In die eigentliche Steinkohlenformation fällt die Hauptverbreitung der Anthracite; in den anthracitführenden Kohlenbassins ist, wie bereits früher erwähnt, mitunter dasselbe Flötz stellenweise als Steinkohle, stellenweise als Anthracit ausgebildet, oder es wechseln einzelne Anthracitflötze mit Steinkohlenflötzen, oder in noch häufigern Fällen ist ein ganzes System von Anthracitflötzen mit einem Steinkohlenflötzsystem verbunden, wobei bald die Anthracite, bald die bitumenreichern Steinkohlen zu oberst liegen, und sich eine Reihe von Mittelgliedern zwischen der einen und der andern Kohle einstellt. Von den Vorkommnissen der Anthracitflötze seien nur diejenigen der Kohlengebiete von Südwales in England, von Mons und Lüttich in Belgien, von Brassac, Creuzot, Alais in Frankreich, vom Donetz in Südrussland, sowie die gewaltigen Anthracitablagerungen Pennsylvaniens und Ohios erwähnt.

Das Gneiss- und Protogingebiet der Alpen enthält eine merkwürdige und räthselhafte Anthracitbildung, welche obschon sie scheinbar mit belemnitenführenden Schiefern der Liasformation innig verbunden ist, dennoch nicht dieser letztern zugezählt werden darf, weil sie zahlreiche characteristische und unzweifelhafte Pflanzenreste der eigentlichen Steinkohlenformation enthält. Auch fanden sich später ächte Triasgesteine zwischen dem Lias und den Kohlen.

Naumann sagte darüber im Jahre 1860 »man kennt diese wunderbare Ablagerung in den Alpen von Oisans bei Briançon an der Durance, sowie von dort aus weiter an der Romanche, in den Rousses, einem nördlich von der Romanche gelegenen Theile des Gebirges, vorzüglich aber in der Maurienne und Tarentaise (Petit-Coeur bei Moutiers), wo ihre Verhältnisse durch Élie de Beaumont, Sismonda, Scipion Gras, Fournet, Favre, Escher von der Linth u. a. ausgezeichnete Geologen sehr gründlich studirt worden sind, ohne dass es jedoch gelungen ist, alle Räthsel zu einer befriedigenden Lösung zu bringen. Aus der Tarentaise setzt sie über Beaufort, das Thal der Arve und zu beiden Seiten der Aiguilles rouges nach dem Rhône bis an den Fuss der Dent de Morcles; östlich von Anniviers, in Oberwallis und Graubündten verschwindet sie, um erst auf der Stangalpe in Steiermark wieder zu erscheinen« (Geognosie II. 529). Die Schwierigkeit der Deutung beruhte namentlich darin, dass die Anthracitbildung der Tarentaise bald den Gneiss- und Protoginschichten regelmässig eingelagert, bald discordant aufgelagert ist; dass die Liasgesteine hier entschieden discordant über dem Gneiss und Anthracit liegen, während sich dort nicht nur krystallinische Schiefer, Anthracit und Liaskalkstein concordant gelagert finden, sondern über dem Liaskalk noch eine zweite mächtigere Anthracitablagerung einstellt. Doch lassen sich durch eine Annahme von Dislocationen und Ueberstürzungen diese verwickelt und abnorm scheinenden Verhältnisse befriedigend erklären. Bei Petit-Coeur liegen die Anthracite auf Lias, bei La Mure (Isère) darunter.

Vgl. über diese Anthracitbildung:

Studer, N. Jahrb. f. Min. 1841. 236; 1846. 202 und 1850. 834, auch Geologie der Schweiz I. 80. 85. 91. 100. 356.

Oswald Heer, N. Jahrb. f. Min. 1850. 657.

Murchison, Qu. journ. of the geol. soc. 1850. VI. 16.

F. Rolle, Jahrb. d k. k. geol. R.anst. V. 1854. 363.

Scipion Gras, Bull. d. l. soc. géol. (1) X. 91 und (2) I. 690. N. Jahrb. f. Min. 1858. 375; 1859. 220.

Sismonda, N. Jahrb. f. Min. 1856. 70.

G. de Mortillet, N. Jahrb. f. Min. 1856. 66.

Lory, N. Jahrb. f. Min. 1860. 736. Bull. d. l. soc. géol. (2) XXII. 1865. 48.

Favre, l'historie du terrain houiller des Alpes, vgl. Bull. d. l. soc. géol. (2) XXII. 1865. 59.

Auch im Gebiete der eigentlichen Braunkohle, welche bei weitem

bitumenreicher ist als die Steinkohle, findet sich an seltenen Stellen Anthracit; bisweilen erscheint Anthracit als Product der Einwirkung eines Eruptivgesteins auf durchbrochene oder bedeckte Braunkohlenlager; hier ist offenbar im Contact mit der heissen Gangmasse das Bitumen der Braunkohle verflüchtigt worden, wodurch natürlicher Coaks entstand, der meist eine deutlich stengelige Absonderung zeigt. So ist z. B. die Braunkohle des Meissner und Hirschberg bei Grossalmerode in Hessen im Contact mit Basalt auf eine Entfernung von 7—8 Fuss in anthracitische Steinkohle umgewandelt, welche allmählich in unveränderte Braunkohle übergeht; dasselbe findet nach Nöggerath bei Utweiler östlich vom Siebengebirge statt (Karstens Archiv 1832. 138). Sartorius v. Waltershausen beschreibt dieselbe Erscheinung an einem Braunkohlenlager (Surtrbrandr) bei Skeggjastadr an der Ostküste von Island, zwischen Raufarhavn und Vopnafjördr, welches durch einen aufsteigenden Trappgang ebenfalls in glänzende anthracitische Kohle umgewandelt ist (Physik. geogr. Skizze v. Island 75). Auch der Steinkohle ist übrigens durch solche Einwirkungen bisweilen das Bitumen zum Theil entzogen worden. So hat auf der Fixsterngrube bei Altwasser in Schlesien ein Quarzporphyr nach Zobel und v. Carnall die Steinkohle in stengelig abgesonderten Anthracit verändert, welcher nach Karsten 94 bis 99 pct. Coaks liefert (Karstens Archiv 1831. 113 u. 130). Delesse erwähnt die Metamorphose der Steinkohle von New-Cumnock in der schottischen Grafschaft Ayr in Anthracit und selbst in Graphit (Ann. des mines (5) XII. 1857. 127).

Steinkohle.

(Schwarzkohle, Coal, Houille.)

Eine dichte, im Bruch meist muschelige, fettglänzende, sammtschwarze und pechschwarze Kohlenmasse mit schwarzem Strich.

Die Steinkohle besteht ebenfalls vorwaltend aus Kohlenstoff, zu welchem sich aber ein Bitumengehalt (Sauerstoff, Wasserstoff, Stickstoff) gesellt, der grösser ist, als ihn der Anthracit besitzt, geringer indessen als derjenige der Braunkohle. Im Allgemeinen liegt das äusserst schwankende Verhältniss der Bestandtheile zwischen 74 und 96 pct. Kohlenstoff, 3 bis 20 pct. Sauerstoff, $\frac{1}{2}$ bis $5\frac{1}{2}$ pct. Wasserstoff, 1 bis 30 pct. Asche.

Die Härte der Steinkohle ist etwas geringer, als die des Anthracit, das spec. Gewicht schwankt zwischen 1.2 und 1.5. Der Bruch ist auch oft uneben oder schieferig; wenig spröde bis mild.

Die Steinkohle ist meist mehr oder weniger leicht entzündlich und verbrennt mit heller Flamme — wodurch sie sich vom Anthracit unterscheidet — und nicht unangenehmem bituminösem Geruch. Einige Varietäten besitzen die Eigenschaft, in der Hitze zu erweichen oder zu schmelzen, andere sintern nur zusammen. Kalilauge wirkt auf das Pulver der Steinkohle nicht lösend ein und wird durch dasselbe gar nicht oder nur sehr schwach gelblich oder bräunlich gefärbt. Alkohol, Aether, besonders Schwefelkohlenstoff ziehen aus den schmelzbaren Kohlen, den sog. Backkohlen einige Procente eines dunkelgefärbten Harzes aus, dessen Beimengung die Schmelzbarkeit dieser Varietät verursachen soll. Bei trockener Destillation liefert die Steinkohle »brennbare Gase, welche bei Backkohlen mit leuchtender Flamme brennen, flüssige Producte, welche aus einer wässerigen, durch Ammoniakgehalt alkalischen Flüssigkeit und einem Gemenge ausserordentlich zahlreicher Körper (feste und flüssige Kohlenwasserstoffe, Basen u. s. w.), Theer genannt, bestehen« und hinterlässt einen mehr oder weniger grossen Rückstand von poröser, metallisch glänzender, schwer einzuäschernder Kohle (Coaks). Bei der Einäscherung bleiben die erdigen Bestandtheile zurück. Im Kolben mit Schwefelpulver geglüht, liefert die Kohle Schwefelwasserstoff.

Die verunreinigenden Beimengungen der Steinkohlen bestehen hauptsächlich aus Kieselsäure, Thonerde, Kalkerde, Metalloxyden und Schwefelmetallen.

Von Steinkohlen hat man namentlich zur Ermittelung der technischen Verwendbarkeit eine grosse Anzahl von Analysen angestellt, welche jeder Tag vermehrt; es seien in folgendem nur einige derselben angeführt.

Analysen von Regnault (vgl. Lehrbuch der Chemie, übers. v. Boedeker 1851. IV. 220):

	Fundort.	spec. Gew.	Kohlenst.	Wasserst.	Sauerst. u. Stickst.	Asche.
I.	Blais, Rochebelle, Frankreich	1.322	88.05	4.85	5.69	1.41
II.	Rive de Gier (P. Henri) »	1.315	86.65	4.99	5.49	2.96
III.	Newcastle, England . .	1.280	86.75	5.24	6.61	1.40
IV.	Flênu de Mons, Belgien .	1.276	83.51	5.29	9.10	2.10
V.	Rive de Gier (Cimetière) .	1.288	80.92	5.27	10.24	3.57
VI.	Lavaysse, Frankreich . .	1.284	81.00	5.27	8.60	5.13
VII.	Lancashire, England . .	1.317	82.60	5.66	9.19	2.55
VIII.	Epinac, Frankreich . .	1.353	80.01	5.10	12.36	2.53
IX.	Blanzy, Frankreich . .	1.362	75.43	5.23	17.06	2.28
X.	Noroy, Frankreich . . .	1.410	62.41	4.35	14.04	19.20

Die berechnete Zusammensetzung nach Abzug der Asche ist:

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kohlenstoff	89.31	89.29	87.97	85.30	83.91
Wasserstoff	4.92	5.05	5.31	5.40	5.46
Sauerstoff u. Stickstoff	5.77	5.66	6.72	9.30	10.63

	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
Kohlenstoff	85.38	84.63	82.08	77 19	77.25
Wasserstoff	5.56	5.85	5.23	5.35	5.38
Sauerstoff u. Stickstoff	9.06	9.52	12.69	17.46	17.37

Analysen von Karsten (Untersuch. üb. d. kohligen Substanzen d. Mineralreichs 52—62):

	Kohlenst.	Wasserst.	Sauerstoff	Asche
Zeche Hundsnocken in Westphalen . .	96.02	0.44	2.94	0.60
Zeche Nottekampsbank, Westphalen .	92.10	1.11	5.79	1.00
Eschweiler bei Aachen	89.16	3.21	6.45	1.18
Newcastle, England	84.26	3.21	11.67	0.86
Wellesweiler, Saarbrücken	81.32	3.21	14.47	1.00
Königsgrube bei Beuthen, Oberschlesien	78.39	3.20	17.77	0.63
Zeche Leopoldine bei Brzenskowitz, Oberschlesien	73.88	2.76	20.47	2.88

Analysen sächsischer Steinkohlen von W. Stein:

	Kohlenstoff.	Wasserst.	Stickstoff.	Sauerstoff.	Schwefel.	Asche.	spec. Gew.
Zwickau . . .	77.21	5.15	0.24	13.32	1.79	2.64	1.294
ebendas. . . .	81.41	5.22	0.34	5.74	2.95	4.95	1.192
Hainichen . .	71.26	3.88	0.49	11.48	1.15	12.61	1.350
Pottschappel. .	66.70	3.48	0.23	15.05	0.80	14.51	1.340

Leadbetter hat die Existenz einer bemerkenswerthen Menge

von Chlor in den Kohlen nachgewiesen; er fand in der Kohle von Lesmahagow 0.015, in der von Monkland bis zu 0.028 pct. (Soc. chim. de Paris, 11[e] livr. nov. 1860. 69).

Die schwankende Zusammensetzung der Steinkohle wird hierdurch ersichtlich, zugleich auch, wie sie in ihren kohlenstoffreichsten Varietäten mit dem Anthracit, in ihren kohlenstoffärmsten mit der Braunkohle zusammenhängt.

Folgendes Verzeichniss von Steinkohlenanalysen ist Rammelsbergs Mineralchemie entlehnt (1861. 980) und durch die seit dem Erscheinen dieses Werks veröffentlichten Analysen vervollständigt worden.

Apelt u. Schmidt: Oppelsdorf; Journ. f. pract. Chemie. XVII. 543.

Baer: Schlesien, Westphalen, Rheinland; Arch. d. Pharm. LXVI. 263. LXVII. 277.

Berthier: Frankreich, England, Deutschland; Ann. de chim. et phys. LIX. Journ. f. pract. Chem. VI. 202.

Brückner: Zwickau; Journ. f. pract. Chem. LIII. 421.

Buchner: Murnau, Baiern; Repertor. XXII. 385. XXVIII. 342.

Bunsen: Monti Massi bei Pisa; Ann. d. Chem. u. Pharm. XLIX. 261.

Clemson: Nordamerica; Transact. of geol. soc. of Pennsylv. 1835.

Estaunier: Saône- und Loire-Dép.; Annales des mines. 1860. 367.

C. v. Hauer: Oesterreich; vielorts in dem Jahrb. der k. k. geol. R.anst. Die fossilen Kohlen Oesterreichs. 2. Aufl. Wien 1865.

Johnson: Nordamerica; A report of the navy department of the united states on american coals. Washington 1844.

Karsten: Schlesien etc.; Archiv XII. 1. XIV. 113. Untersuchungen über die kohligen Substanzen des Mineralreichs und über die Zusammensetzung der in der preuss. Monarchie vorkommenden Steinkohlen insbesondere. Berlin 1836.

Köttig: Plauenscher Grund; Dresden. Journ. für pract. Chem. XXXIV. 463.

Kremers: Poggend. Annal. LXXXIV. 77.

Lampadius: Sachsen; Journ. f. pract. Chemie XX. 14.

Matter: Boghead-Steinkohle; Journ. f. pract. Chemie. 1857. LXXVII. 38.

Nendtvich: Ungarn; Haidingers Ber. üb. Mittheil. v. Freund. d. Nat. 1847. Journ. f. pract. Chemie XLI. 8.

Nessler: Baden; Beitr. zur Statistik d. Grossh. Baden I. 3.

Regnault: Frankreich, England etc.; Annal. des mines (3) XII. 161. Journ. f. pract. Chemie XIII. 73. 143. Lehrb. d. Chemie übers. v. Boedeker IV. 218.

Richardson: England; Annalen d. Pharm. XXIII. 42. Journ. f. pract. Chemie XI. 165.

Roger u. Bache: Nordamerica; Journ. of the acad. of nat. sc. of Philadelphia VII. 158.

Schönberg: Zwickau; Journ. f. pract. Chemie XVII. 417.

Stein: Sachsen; Chem. u. techn.-chem. Unters. d. St. Sachsens. Leipzig 1857. 4.

Thomson: Annals of Philos. 1819. Schweiggers Journ. XXVIII. 126.

Woskressensky: Russland; Verh. d. min. Gesellsch. z. Petersburg. 1842. 44. Journ. f. pract. Chemie XXXVI. 185.

Sowohl in petrographischer, als auch in technischer Hinsicht unterscheidet man mancherlei Varietäten von Steinkohlen; die wichtigsten in ersterer Beziehung sind:

a) Glanzkohle, mit muscheligem Bruch, auf den glatten Absonderungsflächen stark, meistens metallisch glänzend; eisen- oder sammtschwarz, oft bunt angelaufen; H. = 2—2.5; zerbrechlich und spröde.

b) Grobkohle (coarse coal; houille grossière), mit unebenem grobkörnigem Bruch, dickschieferig, auf den Absonderungsflächen wenig glänzend, auf dem Bruch schimmernd, graulichschwarz bis pechschwarz. H. = 2—2.5.

Die meiste Glanzkohle und Grobkohle, welche überhaupt die weitaus vorwaltendsten Steinkohlenabarten sind, ist als sog. Schieferkohle (Blätterkohle, slate coal, foliated coal, houille feuilletée ou schisteuse) ausgebildet, indem die derben Massen mehr oder weniger ausgezeichnete schieferige Textur zeigen und dünne Lagen von Glanzkohle oder Grobkohle abwechselnd mit einander verbunden sind. Inconsequent ist es, die Schieferkohle diesen andern Kohlenvarietäten zu coordiniren.

c) Kännelkohle (cannel-coal, candle-coal; houille compacte) mit flachmuscheligem, in das Ebene sich neigendem Bruch, schimmernd oder wachsglänzend; graulichschwarz, sammtschwarz, pechschwarz; am wenigsten spröde, mild und zähe, daher weniger leicht zersprengbar. H. = 2.5. Sehr bitumenreich (in Folge dessen auch sehr leicht, nur 1.2 spec. Gew.), dennoch aber mit verhältnissmässig

sehr geringem Aschengehalt; politurfähig; ausgezeichnet zu Wigan in Lancashire, Cleehill in Shropshire, Newcastle in Durham, Muirkirk in Clydesdale (Schottland), Epinac, Blanzy in Frankreich; Saarbrücken in Rheinpreussen. Aschenreicher (25—30 pct.) ist die einen ausgezeichneten Gasgehalt besitzende Bogheadkohle (Bog head mineral oder Turban hill mineral) von Bathgate zwischen Glasgow und Edinburgh, welche an der Grenze der Oelschiefer steht (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1854. 636; Zeitschr. f. Berg-, Hütt.- und Salinenwes. d. preuss. St. 1858. V. 4).

d) Russkohle (soot coal; houille fuligineuse), derbe Massen, aus staubartigen Theilen bestehend, mit lockerer Zusammensetzung, mit unebenem bis erdigem Bruch, matt oder schimmernd, durch den Strich glänzend werdend; mehr oder weniger abfärbend und zerreiblich; graulichschwarz bis dunkeleisenschwarz. Zusammen mit Schieferkohle, auch als Ueberzug.

e) Faserkohle (mineralogische Holzkohle Werner, faseriger Anthracit, mineral-charcoal) mit faseriger Textur, ähnlich manchen Holzkohlen, seidenglänzend, graulichschwarz bis sammtschwarz, sehr weich, zerreiblich, schmutzend; in Klüften oder als Zwischenschichten zwischen Glanzkohle oder Grobkohle. Göppert hat gezeigt, dass die Faserkohle unter dem Mikroskop die wohlerhaltene Structur von Araucarien offenbart, weshalb er dem Baum, welcher die Faserkohle lieferte, den Namen Araucarites carbonarius ertheilte. Auch Daubrée und Schimper sahen in der Faserkohle die kreisförmigen Poren des Coniferenholzes. Die Faserkohle ist somit eine der wichtigsten Substanzen für die Feststellung der eigentlichen Natur der Steinkohlen.

Mit dem Namen Pechkohle, hergeleitet von dem pechähnlichen Aussehen, dem grossmuscheligen Bruch, dem halbopalartigen Glanz und der braunschwarzen Farbe bezeichnet man bald Steinkohlen bald und zwar vorzugsweise Braunkohlen.

In technischer Beziehung hat man folgende Abarten von Steinkohlen unterschieden:

a) fette und feste, harte oder trockene Steinkohlen (houille sèche), verbrennen langsam und liefern gefrittete Coaks; ihr Pulver ist braunschwarz;

b) fette Schmiedekohlen (houille maréchale), fettglän-

zend, ein braunes Pulver liefernd; ihre Stücke backen zusammen und liefern stark aufgeblähte Coaks;

c) fette Steinkohlen mit langer Flamme (houille grasse), geben eine lange Flamme, backen im Feuer zusammen und liefern aufgeblähte Coaks;

d) magere Steinkohlen mit langer Flamme (houille maigre), flammen stark, sintern kaum zusammen und liefern keine aufgeblähten Coaks.

In dieser von le Play herrührenden Eintheilung zeigen die fetten Schmiedekohlen im Vergleich mit der Abtheilung a) bei fast gleichem Gehalt an Wasserstoff viel mehr Sauerstoff und dagegen weniger Kohlenstoff. In den fetten Steinkohlen mit langer Flamme nimmt meist der Wasserstoff zu, der Kohlenstoff merklich ab, was durch ein Wachsen des Sauerstoffgehalts ersetzt wird. Bei den magern Steinkohlen mit langer Flamme wächst der Sauerstoff noch mehr, indem der Kohlenstoff entsprechend abnimmt.

Karsten unterschied auf sehr einfache Weise die Steinkohlen je nach ihrem Verhalten im Tiegel in:

a) Backkohlen (Fettkohlen, caking coal), deren Pulver im Tiegel schmilzt und zu einer gleichmässigen Masse zusammenbackt.

b) Sinterkohlen (splint coal), deren Pulver zu einer festen Masse zusammensintert, ohne eigentlich zu schmelzen.

c) Sandkohlen (magere Kohlen), deren Pulver beim Erhitzen unschmelzbar ist und gar keinen Zusammenhang erhält.

Ausserdem wird auch noch Gaskohle unterschieden, welche sich durch die Menge von Gas auszeichnet, die sie bei der trockenen Destillation liefert, ohne sich jedoch zur Darstellung von Coaks besonders zu eignen.

Im Allgemeinen ist man der Ansicht, dass die Steinkohlen um so besser schmelzen und zusammenbacken, je reicher sie an Bitumen, und dass die unschmelzbaren Kohlen die bitumenärmsten sind, an welche sich alsdann der Anthracit als kohlenstoffreichste, ebenfalls unschmelzbare Kohle anreiht. Karsten suchte dagegen darzuthun, dass der im Verhältniss zum Sauerstoff grössere Gehalt an Wasserstoff es ist, welcher die Schmelzbarkeit der Backkohlen hervorbringe, und dass diese um so grösser sei, je höher der Gehalt an Wasserstoff steige.

Am gewöhnlichsten aber pflegt man die Steinkohlen in technischer Hinsicht zu unterscheiden in:

a) fette Kohlen, kohlenstoffärmer, an Bitumen und flüchtigen Stoffen reicher;

b) magere Steinkohlen, kohlenstoffreicher, bitumenärmer.

Es ist offenbar, dass diese Unterscheidung mit der in Back-, Sinter- und Sandkohlen auf das engste zusammenhängt.

Karsten hat auch gezeigt, dass die Eigenschaft der Steinkohle zu sintern und zu backen dadurch vermindert wird, dass man eine ganz schwache Hitze anwendet und dieselbe langsam zur stärksten Rothgluth wachsen lässt; dieselbe Kohle, die bei schnell erzeugter Rothgluth als Sinterkohle erscheint, kann bei allmählich gesteigerter Hitze sich als eine Sandkohle erweisen (a. a. O. S. 29—32).

Von den accessorischen Substanzen, welche sich in der Steinkohle finden, sind folgende zu erwähnen: Namentlich ist es der Eisenkies (und Markasit), welcher wohl nur selten in den Steinkohlen vermisst wird, in denen er bald als Körner oder Knollen eingesprengt ist, bald als Anflug auf Klüften, in Lagern, Trümern und Schnüren erscheint, bald auch so fein durch die ganze Masse sich vertheilt findet, dass man ihn kaum mit dem Auge zu unterscheiden vermag. Neben dem Eisenkies treten, wiewohl viel seltener, noch andere Schwefelmetalle auf; Bleiglanz (z. B. auf den Klüften der Döhlener Kohlen, zu Schwadowitz und Kladno in Böhmen), Kupferkies (Gückelsberg in Sachsen, Wettin, Concordia bei Oberhausen), Zinkblende (Plauenscher Grund), Millerit (Zechen Germania, Westphalia, Borussia in Westphalen), Buntkupfererz (auf Klüften zu Gittersee in Sachsen), Malachit (erdig, auf schmalen Klüften zu Radowenz und Schwadowitz in Böhmen). Wohl kaum ist es zweifelhaft, dass diese Schwefelmetalle ihr Dasein den durch die Steinkohlen durchsickernden Lösungen von schwefelsauren Metallsalzen verdanken, welche durch die organische Substanz eine Reduction erlitten haben. Kalkspath ist ebenfalls eine sehr häufige Erscheinung in den Steinkohlen, theils in ihren Spalten und Höhlungen Krystalldrusen bildend, theils die feinen Risse, Klüfte und Ablösungen mit oft nur papierdicken Lagen ausfüllend; der viel seltenere Braunspath tritt in ähnlicher Weise auf, in den Saarbrückener Kohlen sind dünne Lagen von Dolomit ungemein zahlreich. Hier und da hat man auch Trümer und Lagen von Schwer-

spath beobachtet, häufiger Gyps in zierlichen sternförmigen Krystallgruppen oder als Fasergyps in Trümern. Nieren und Schnüre von Hornstein, durch Kohlenstoff schwarz gefärbt, sind keineswegs selten, viel weniger häufig Trümer von Faserquarz. Bei Bochum in Westphalen und bei Decazeville, Dép. Aveyron, tritt Sphärosiderit in den Steinkohlen auf. Der Schieferthon, welcher meistens die Steinkohlenflötze unmittelbar begleitet, findet sich auch nicht selten in Lagen und Schmitzen innerhalb der Kohle selbst.

Ueber die accessorischen Mineralien in den Steinkohlen vgl. Loretz, N. Jahrb. f. Min. 1863. 654.

Dass die Steinkohle Uebergänge einerseits in Anthracit, andererseits in Braunkohle zeigen muss, geht aus ihrer schwankenden, dem Kohlenstoffgehalt nach wenig begrenzten Zusammensetzung und ihrer wechselnden äussern Erscheinung von selbst hervor.

Die gewöhnlichste Lagerungsform der Steinkohle ist die flötzartige. Man kennt zwar hier und da grössere Nester und stockähnliche Kohlenablagerungen, aber weitaus am häufigsten Schichten oder Lager, völlig denen eines sedimentären Gesteines ähnlich; eingeschaltet zwischen Sandstein- und Schieferthonschichten sind die meist vollständig parallel gelagerten Kohlenflötze von sehr wechselnder Mächtigkeit und oft in überaus grosser Ausdehnung über viele Quadratmeilen hin verbreitet, wobei das einzelne seine Beschaffenheit, das ganze System seine Zusammensetzung fast gar nicht verändert.

Die grösste Ausdehnung, verbunden mit merkwürdiger Stetigkeit scheint das zur nordamericanischen Steinkohlenformation gehörige Pittsburger Flötz zu besitzen, welches nach den Gebrüdern Rogers sich durch die Staaten Pennsylvanien, Ohio und Virginien verfolgen lässt und bei einer mittlern Mächtigkeit von nur 10 Fuss über 690 geogr. Quadratmeilen verbreitet ist. In den Steinkohlenrevieren Saarbrückens und Oberschlesiens sind ebenfalls die Flötze in merkwürdiger Regelmässigkeit gelagert.

Für das Vorkommen von förmlich stockähnlichen Kohlenablagerungen liefert das französische Kohlenbassin von Decazeville (Dép. des Aveyron) ein Beispiel, wo die Kohlenablagerung von La-Salle nach Cordier eine Mächtigkeit von 103 Metern oder 317 Fuss besitzt. Aehnlich ist der Kohlenstock von Montchanin im

Bassin von Creuzot (Saône und Loire), welcher unregelmässig begrenzt, meist 30—40 Meter, stellenweise über 70 Meter oder 222 Fuss mächtig ist.

Die Lagerung der zu einem System verbundenen Steinkohlenflötze ist meistens eine bassinförmige oder muldenförmige, wobei die Mulden bald eine gewisse Tiefe erreichen, bald aber auch äusserst flach sind, so dass die Kohlenflötze über weite Strecken hin horizontal oder nur mit sanfter, wellenförmiger Hinundherbiegung gelagert erscheinen. Die ursprüngliche regelmässige Lagerungsweise der Kohlenflötze ist durch Störungen secundärer Art sehr häufig in auffallendster Weise alterirt worden: Sprünge oder Verwerfungen haben die Flötze durchsetzt und die einzelnen Theile mehr oder weniger weit von einander geschoben. Bald beträgt die Verwerfung nur einige Zoll oder Fuss, — fast alle Kohlenreviere haben solche untergeordneteren Störungen ihrer Architectur aufzuweisen — bald erreichen die Verwerfungen grössere Dimensionen, ja man kennt solche, deren Sprunghöhe tausend und mehr Fuss ausmacht. Die Verwerfung Münstergewand hat die Flötze der Eschweiler Kohlenmulde bei Aachen auf der Nordostseite weit über 100 Lachter in die Tiefe geworfen; der main-fault oder Hauptsprung hat die Kohlen des Bassins von Coalbrookdale in Shropshire über 1000 Fuss verworfen; eine Verwerfung bei Nailsea unweit Bristol besitzt 1200 Fuss seigere Sprunghöhe. Daneben sind die ursprünglich in Form eines flachen Bassins abgesetzten Flötze und Zwischenschichten häufig durch seitlich wirkende Gewalten zusammengedrückt und gefaltet worden, so dass ein solches Schichtensystem aus zahlreichen steilen Mulden und Sätteln besteht; sehr deutliche spitz zickzackförmige Faltungen zeigt z. B. das nordöstlich von Aachen gelegene Kohlenrevier der Worm bei Kohlscheid und Herzogenrath. Das Steinkohlenbassin von Devonshire und Cornwall ist ebenfalls in seinem Innern in zahllose Sättel und Mulden zusammengefaltet. Aehnliche Verhältnisse finden sich auch in den westphälischen, belgischen und nordfranzösischen Steinkohlengebieten. Beispiele von fast gar nicht gestörter flachbassinförmiger Lagerung liefern die grosse nordamericanische Kohlenformation, welche in ihrer Mitte, in den westlichen und innern Staaten über Tausende von Quadratmeilen in vollkommen horizontaler Lagerung ausgebreitet ist, sowie das colossale Kohlenfeld des mittlern und nörd-

lichen Russland, dessen Schichten ebenfalls in horizontaler Lage über mehrere tausend Quadratmeilen sich ausdehnen.

In den einzelnen Kohlenbassins ist die Anzahl der Flötze sehr verschieden, meistens sind mehrere zusammen verbunden; in einem und demselben Bassin ist auch die Zahl der Flötze nicht immer allerorts dieselbe, weil manchmal zwei Flötze sich zu einem einzigen zusammenlegen. Im Wormrevier bei Aachen zählt man 45 Flötze, in Westphalen an den verschiedenen Punkten 20 bis 70, in Niederschlesien ebenso 12 bis 80, in dem Döhlener Bassin bei Dresden nur 4, in Belgien bei Lüttich 85, bei Mons 115 Flötze, in Lancashire 120 Flötze; am Donetz in Südrussland beobachtete le Play sogar 225 einzelne Kohlenflötze.

Nicht minder schwankend ist die Mächtigkeit der einzelnen Kohlenflötze: man kennt zollmächtige Flötze und solche, deren Mächtigkeit 50 Fuss übersteigt. Die Mächtigkeit der meisten Flötze schwankt im allgemeinen zwischen 1 und 4 Fuss; das tiefe Planitzer Flötz im Zwickauer Bassin ist 20 bis 24 Fuss, das Russkohlenflötz ebendort bis zu 30 Fuss mächtig; bei Dudley in Staffordshire baut man ein 30 Fuss mächtiges Flötz ab, bei Dombrowa und Bendczin in Oberschlesien das Xaveriflötz in einer Stärke von 40 Fuss. Nach Casiano de Prado kommen, wie Naumann anführt, bei Sabero im spanischen Leon Flötze vor, welche stellenweise 50, 60, ja sogar bis 100 Fuss Mächtigkeit erlangen.

Es ist durch Vergleichung vieler Vorkommnisse augenscheinlich, dass im allgemeinen in den sehr flötzreichen Ablagerungen die einzelnen Flötze geringere Mächtigkeit besitzen, als dort, wo sie nur in geringer Zahl mit einander verbunden sind.

Die Mächtigkeit eines und desselben Flötzes ist gewöhnlich mehr oder weniger constant, nur selten finden sich plötzliche Anschwellungen oder Zusammendrückungen; manchmal ist zu beobachten, wie die muldenförmig gelagerten Flötze, während sie vom Rande an sich in die Tiefe hinabsenken, allmählich an Mächtigkeit zunehmen, so dass in der Mitte der Mulde die grösste Mächtigkeit sich zeigt.

Die Unterfläche, das Liegende der meisten Steinkohlenflötze besteht aus einem gewöhnlich etwas sandigen Schieferthon, welcher bisweilen viele Stigmarien enthält und es gilt diese Schicht alsdann als der Boden, in dem die Pflanzen wuchsen, welche zu den

Kohlenflötzen das Material hergaben. Das Hangende der Kohlenflötze pflegt fast immer aus einem dunkeln, mehr oder weniger weichen, geradschieferigen Schieferthon gebildet zu werden, welcher gewöhnlich reich an Pflanzenabdrücken ist. Nur in seltenen Fällen bilden Sandsteine und Kalksteine, noch seltener Conglomerate das unmittelbare Liegende und Hangende der Kohlenflötze. Die Mächtigkeit der Zwischenmittel von Schieferthonen und Sandsteinen zwischen den einzelnen Kohlenflötzen schwankt natürlicherweise beträchtlich; man kennt solche von wenigen, solche von 100 Fuss Mächtigkeit.

Zerklüftungen sind innerhalb der Kohlenflötze eine ungemein häufige Erscheinung; meistens sind es Klüfte mit ebenen, glatten Flächen, welche die Kohlenmasse senkrecht auf die Schichtfläche durchziehen, oft erst beim Zerschlagen der Kohle mit ihren spiegelnden Flächen zum Vorschein kommen und in Verbindung mit den Schichtungsfugen eine würfelförmige oder parallelepipedische Absonderung der Kohle bedingen.

Die meisten einigermaassen mächtigen Kohlenflötze werden durch schmale Lagen von Letten oder Schieferthon, welche gewöhnlich parallel den Schichtungsflächen verlaufen, in einzelne Bänke oder Lagen abgetheilt; diese Zwischenlagen halten oft mit grosser Regelmässigkeit über weite Distanzen an; die einzelnen Bänke eines und desselben Flötzes erweisen sich nicht selten von etwas abweichender Beschaffenheit. Bisweilen aber gewinnen solche Zwischenschichten nach einer Richtung hin allmählich bedeutendere Mächtigkeit, so dass das eine Flötz dadurch in mehrere Flötze zerspalten erscheint, oder umgekehrt durch die nach und nach vor sich gehende Verschmälerung einer ursprünglich mächtigen Schieferthonschicht zu einer dünnen Zwischenlage zwei getrennte Flötze sich zu einem einzigen vereinigen.

Die oben erwähnten Verschmälerungen und Zusammendrückungen der Kohlenflötze gehen oft so weit, dass die Unterfläche und Oberfläche des Flötzes zur völligen gegenseitigen Berührung kommen, wobei alsdann, wenn sich diese Erscheinung häufiger wiederholt, gar kein stetig ausgedehntes Flötz mehr erscheint, sondern dasselbe aus vielen einzelnen aneinandergereihten lenticularen Kohlenmassen besteht, wie dies namentlich bei mächtigen Flötzen mitunter der Fall ist.

Die Hauptablagerungsstätte der Steinkohle ist das Gebiet derjenigen Formation, welche eben deshalb die Steinkohlenformation genannt wird. Die Steinkohlenformation besteht aus einer ältern untern, vorwiegend kalkigen Bildung, dem Kohlenkalk oder Bergkalk und einer jüngern obern, thonig-sandigen, aus Schieferthonen und Sandsteinen zusammengesetzten Folge von Schichten, zwischen welchen die Steinkohlenflötze hauptsächlich eingeschaltet sind. Anstatt des Kohlenkalks erscheint in einigen Gegenden ein System von plattenförmigen Kalksteinen, Kieselschiefern, Thonschiefern und Grauwacken, die Culmbildung. Der Kohlenkalk und die Culmschichten sind vorwiegend eine Meeresbildung, die obere Abtheilung der Steinkohlenformation umschliesst fast nur Reste von Landpflanzen, dazu einige wenige Süsswasser- und Landthierreste.

Man pflegt die Steinkohlenablagerungen im allgemeinen in paralische oder pelagische und limnische oder mediterrane zu unterscheiden, indem man den erstern eine Bildung oder wenigstens eine anfängliche Bildung auf flachem Meeresgrund an den Küsten früherer Continente und Inseln zuschreibt, wogegen die letztern in Süsswasserbassins oder Landseen zum Absatz gekommen sind. Die paralischen Kohlenablagerungen sind diejenigen, bei welchen die ganze Steinkohlenformation mit dem Absatz des Kohlenkalks eröffnet wurde; indem dieser als eine ächte Meeresbildung characterisirt ist, bezeichnet man — in wohl nicht gerechtfertigter Weise — die darauf folgenden Schieferthon-, Sandstein- und Kohlenablagerungen auch noch als ähnliche Bildungen, obschon dieselben durch nichts ihren submarinen Character bekunden, vielmehr durch ihre Gesteinsbeschaffenheit und organischen Ueberreste völlig mit den sog. limnischen Ablagerungen übereinstimmen, welche dieser untern Meeresbildung, des Kohlenkalks entbehren. Der limnische Character der ohne Kohlenkalk ausgebildeten Formation ist jedenfalls sicherer erwiesen, als der paralische der über dem Kohlenkalk lagernden Schichten.

Nicht nur in der obern Abtheilung der Formation, der sog. eigentlichen oder productiven Steinkohlenformation, sondern auch ausnahmsweise in der untern Abtheilung finden sich Steinkohlenflötze; so ist die Culmbildung steinkohlenführend bei Hainichen und Ebersdorf in Sachsen, Offenburg in Baden, auch wohl in den Loiregegenden in Frankreich, der Kohlenkalk in Russland. In der untern Abthei-

lung der Subcarboniferous-Period (äquivalent dem Kohlenkalk) erscheinen Kohlenflötze in der Grafschaft Montgomery in Virginien (eines 2—2½ Fuss, ein anderes Schieferlagen enthaltendes 6—9 Fuss mächtig) und bei Tipton in Pennsylvanien (Dana's Manual of geology 1863. 309).

Ausserdem finden sich auch Steinkohlenbildungen in andern Formationen, welche sowohl älter, als jünger sind, als die Steinkohlenformation, z. B. im sog. Uebergangsgebirge und im Lias. Je mehr die Kenntniss von der geologischen Beschaffenheit fremder Länder wächst, desto mehr dürfte es sich herausstellen, dass die andern Formationen reicher an Steinkohlenbildungen sind, als sie nach dem jetzigen Stande unserer namentlich auf Europa und Nordamerica beschränkten Forschung zu sein scheinen. Immerhin aber wird die Steinkohlenformation ihren Namen deshalb mit Recht führen, weil überall, wo ihre obern Glieder entwickelt erscheinen, diese kohlenführend sind, während zahlreiche Vorkommnisse anderer Formationen offenbar kohlenfrei sind.

Dass die Steinkohlenbildung zwischen Doué und Nort in den Départements der Maine et Loire und der Loire inférieure, welche oben (S. 359) als anthracitführend erwähnt wurde, nicht der devonischen Formation, sondern der ältern Steinkohlenformation angehört, ist zwar höchst wahrscheinlich, jedoch noch nicht mit vollkommener Sicherheit festgestellt; dasselbe gilt für die Kohlenbildung von Sabero in der spanischen Provinz Leon, deren devonischer Character übrigens bedeutend zweifelhafter ist. Für dieses Vorkommniss, sowie für die Steinkohlenflötze von Arnao und Ferroñes bei Aviles in Asturien, welche nach Paillette und de Verneuil gleichfalls devonisch sein sollen, scheint die von Murchison und namentlich von Casiano de Prado geäusserte Meinung die richtigere zu sein, dass sie zur eigentlichen Steinkohlenformation gehören, und dass die für das devonische Alter sprechenden Lagerungsverhältnisse durch Ueberstürzungen hervorgerufen seien. Die devonische Grauwacke der Eifel enthält, nach Steininger bei Adenau, bei Birresborn, bei Daun mehrere schmale Kohlenflötze; das Vorkommen von kohligen Schichten in der rheinischen Grauwacke erwähnt auch v. Dechen bei Oberpleis, Oberdollendorf u. a. O. in der Umgegend des Siebengebirges (Geogn. Führ. in d. Siebengeb. 36).

Es seien nun im folgenden kurz einige der wichtigsten und

am genauesten bekannten Kohlenbildungen der eigentlichen Steinkohlenformation zusammengestellt.

Unter allen europäischen Ländern besitzt England den grössten Reichthum an Steinkohlen, welche sich dort im Norden und Westen des Landes finden; man unterscheidet hauptsächlich folgende Ablagerungen:

Das grosse Kohlenbecken von Südwales, eine längliche von Ost nach West gerichtete Ellipse bildend, die am östlichen Ende ihren grössten Durchmesser mit 4 g. Meilen erreicht, deren grösste Länge zwischen Pontipool in Monmouthshire und der St. Brides-Bay in Pembrokeshire etwa 20 g. Meilen beträgt; der Nordflügel der Mulde ist regelmässig ausgebildet und fällt mit 10° gegen Süd, der Südflügel ist vielfach gefaltet und geknickt und fällt mit 45° gegen Nord. Unter den 76 Kohlenflötzen sind 23 bauwürdig, deren gesammte Mächtigkeit 95 Fuss beträgt. Südöstlich davon liegt, durch Devonsandstein abgetrennt, das Kohlenbecken von Bristol oder von Somersetshire; östlich das kleine rundliche Kohlenrevier des Forest of Dean zwischen Mitcheldean und Coleford, am Ausfluss des Severn, mit 27 Flötzen und 37 Fuss Kohle. Die Länge der etwas nordsüdlich gestreckten Mulde ist 2 Meilen, der Westflügel fällt mit 10°, der Ostflügel mit 80°.

Das kleine Kohlenbecken von Coalbrookdale auf der rechten Seite des Severn südöstlich von Shrewsbury, nur 3 g. Meilen lang und kaum eine breit, mit sehr gestörter Lagerung, vermittelt durch seine Sphärosideritlager eine ungemein grossartige Eisenindustrie.

Das Kohlenfeld von Dudley oder das Südstaffordshire-Kohlenrevier nordwestlich von Birmingham, mit dem berühmten 45 Fuss mächtigen »ten Yard« Flötz, welches aus 8—13 einzelnen Bänken besteht, deren Schieferthonzwischenlagen durch allmähliches Mächtigerwerden nach Norden zu das Flötz zersplittern.

Das Kohlenfeld von Coventry in Warwickshire östlich von Birmingham, welches sich 4 g. Meilen weit längs des Avon-Trent-Canals erstreckt.

Das Kohlenfeld von Ashby de la Zouch, nordwestlich von Leicester; die grösste Flötzmächtigkeit ist 18—20 Fuss.

Das Kohlenfeld von Nord-Staffordshire mit 32 Flötzen, südlich von Congleton sich bis Newcastle under line und Cheadle erstreckend.

Das Kohlenfeld von Nordwales (Flintshire-Kohlenfeld) am Point of Air beginnend, sich als schmaler Streifen nach Süden bis Oswestry ziehend.

Das Kohlengebiet der Insel Anglesea, westlich von dem vorigen, zwei kleine Mulden, im südöstlichen Theil der Insel gelegen.

Das Kohlenfeld von Lancashire und Cheshire, das Manchester-Kohlenfeld, bei Prescot östlich von Liverpool beginnend und sich halbmondförmig auf 15 g. Meilen Länge, über Wigan, Worsley, Manchester, Ashley, dann südlich nach Macclesfield ziehend und mit dem Nord-Staffordshire-Kohlenfeld zusammenhängend. Bei Manchester kennt man 75 Flötze mit 150 Fuss Gesammtmächtigkeit.

Das Yorkshire-Nottingham-Kohlenfeld, nördlich von Leeds und Bradford beginnend, über Wakefield, Barnsley, Sheffield bis Nottingham 15 g. Meilen lang fortziehend; südwestlich liegt Ashby de la Zouch in der Fortsetzung.

Die Kohlenreviere von Northumberland und Durham, beginnend nördlich bei Felton am River Coquet, über Newcastle und Durham sich südlich bis nach Staindrop und in die Gegend des Tees erstreckend, im Nordosten von der Nordsee, im Südosten von Dyas-Schichten begrenzt.

Das Cumberland-Kohlenfeld, südlich vom Solway Firth, ein langer nach Norden geschwungener halbkreisförmiger Bogen (Whitehaven und Workington).

In Schottland finden sich die Kohlenfelder im südlichen Theile, in der Mulde zwischen dem Frith of Forth und Clyde in den Grafschaften East-, Mid- und Westlothian, Fife, Clackmannan, Lanark und Ayr. Die Hauptbetriebspunkte sind die Umgegend von Glasgow, Alloa nordwestlich, Dalkeith südöstlich von Edinburgh. Bei Paisley, westlich von Glasgow, liefern 10 Flötze 100 Fuss Kohle.

In Irland sind, eine wie grosse Verbreitung auch dort der Kohlenkalk gewinnt, wenig bauwürdige Kohlenflötze vorhanden; man zählt 6 verschiedene Kohlenreviere, die südlichen von Leinster, Slieve Arda oder Tipperary und Munster, die nördlichen von Monaghan, Tyrone und Antrim. Das Leinster-Becken liegt mit 7 Flötzen in Kilkenny, Carlow und Queens-County, das von Tipperary, dessen beträchtlichste Gruben bei Coldsook und Coolquil in der Nähe von Killenaule liegen, besitzt eine geringere Flötzzahl; das Munster-Revier nimmt einen bedeutenden Theil der Grafschaften Clare, Li-

merick, Kerry und Cork ein; das Monaghan-Becken bei Carrickmacross, nördlich von Dublin, ist wenig ausgedehnt, das Tyrone-Revier, nördlich von Dungannon, enthält die grösste Flötzzahl (9); das Antrim-Revier liegt zu beiden Seiten des Vorgebirges Fair Head an der Nordküste.

Während die britischen Steinkohlenbildungen auf dem Bergkalk oder Kohlenkalk abgelagert wurden (weshalb man sie als paralische bezeichnet), sind diejenigen Frankreichs anderer Natur, indem ihnen der Bergkalk gänzlich fehlt und sie stellen daher die sog. limnische Ausbildungsweise dar. Die bedeutendste dieser Binnenmulden Frankreichs ist die von St. Étienne und Rive de Gier südwestlich von Lyon, zwischen Rhone und Loire, von Givors über Rive de Gier, St. Chamond, St. Étienne bis über Chambon hinaus ziehend. Die 6 Meilen lange Kohlenmulde ruht unmittelbar auf Gneiss, Glimmerschiefer und Granit auf; Mächtigkeit und Zahl der Flötze sind sehr wechselnd. Der südliche Muldenflügel hat ein viel stärkeres Einfallen als der nördliche, die Grundlage bildet ein grobes Gneissconglomerat.

Das Kohlengebiet von Creuzot und Blanzy (Revier des Centrumcanals), westlich von Chalons sur Saône, ebenfalls südwest-nordöstlich streichend, 8 Meilen lang und 2 Meilen breit, eingelagert in Granit; das Hauptflötz hat 40—60 Fuss Mächtigkeit und verschmälert sich bisweilen bis auf 7 Fuss; diesem Revier gehört auch die früher erwähnte stockförmige Kohlenmasse von Montchanin an.

Das Becken von Autun und Épinac mit 3 Flötzen lagert im Westen zwischen den Graniten und Porphyren des Morvan, wird im Osten von dem Jura der Côte d'Or bedeckt.

Das Becken von Alais (Dép. Gard), eingeklemmt zwischen Gneiss und Glimmerschiefer; die Grube Grand' Combe baut auf 25 Flötzen mit ungefähr 180 Fuss Kohlenmächtigkeit.

Ausser diesen Hauptbecken kennt man in Frankreich noch ungefähr 40 kleinere, von welchen die meisten ebenfalls zwischen Graniten, Gneissen, Glimmerschiefern eingelagert erscheinen; die wichtigsten davon sind:

die Mulde von Vouvant in dem östlichsten Theil der Vendée, zwischen Gneiss eingeklemmt;

von Decise im Dép. Nièvre oberhalb Nevers an der Loire.

von Brassac am Allier, südlich von Clermont-Ferrand (Auvergne) im Gneiss;

von Commentry, südöstlich von Montluçon am oberen Cher;

von Fins im Thale der Queune, südwestlich von Souvigny, Dép. des Allier; südwestlich liegen über Montmarault, Montaigu, Hermont, Bort, Mauriac, Pleaux noch 13 kleine Kohlenbecken im Granit;

von Decazeville bei Aubin, Dép. Aveyron;

von St. Gervais bei Lodève, Dép. Hérault.

Von den auf Kohlenkalk ruhenden Steinkohlenablagerungen des Continents ist das belgische Becken eines der bedeutendsten, welches mit rheinischen und westphälischen zusammenhängt. Das belgische Becken zieht sich in einer leichten Krümmung von Valenciennes und Tournay an der Schelde über Mons, Charleroi, Namur, Lüttich bis östlich nach Viset an der Maas, hauptsächlich längs der Sambre und Maas. Die kohlenführenden Schichten sind gleichförmig auf Bergkalk gelagert, das ganze Muldensystem weist die grossartigsten Faltungen und Knickungen auf. Bei Lüttich kennt man 85 Flötze, darunter das stärkste 5 Fuss mächtig, ihre mittlere Mächtigkeit beträgt 2.4 Fuss, noch flötzreicher (115) ist die Gegend von Mons, wo die Mächtigkeit selten 3 Fuss übersteigt.

In Deutschland schliessen sich in der Umgegend von Aachen zwei Kohlenmulden an die belgischen Ablagerungen an, das Inde-Revier bei Eschweiler und das Wormrevier bei Kohlscheid und Herzogenrath; an dem letztern Becken haben auch Belgien und Holland Theil. Die Kohlenflötze des Eschweiler Reviers, 45 an der Zahl, zeigen eine regelmässige ziemlich steile Muldenbiegung, der westliche Flügel fällt etwas flacher als der östliche. Nordwestlich davon, ursprünglich sicher damit zusammenhängend liegt das Worm-Revier, welches Bassin sehr vielfach zickzackförmig geknickt ist; die südlichen Flügel der Knickungen stehen meist senkrecht, oder fast senkrecht, die nördlichen Flügel fallen, fast alle unter sich parallel, bedeutend flacher ein.

An den belgischen und aachener Kohlenzug schliesst sich nordöstlich auf dem rechten Rheinufer das westphälische Steinkohlenrevier der Ruhr an, eine ungemein reiche Ablagerung, welche fast 11 Meilen lang westlich von Ruhrort bis östlich nach Werl aufgeschlossen ist. Nach Lottner enthält die untere (liegende) Etage 17 bauwürdige Flötze mit 521 Zoll Kohle, darunter das Flötz

Hundsnocken mit 6 Fuss; getrennt durch ein ungefähr 270 Fuss mächtiges Conglomerat ist die mittlere Etage mit 26 bauwürdigen Flötzen und 967 Zoll Kohle; darüber folgt ein 1200 Fuss mächtiges flötzleeres Zwischenmittel und alsdann die obere (hangende) Etage mit 7 Flötzen und 330 Zoll Kohle, zusammen 50 bauwürdige Flötze mit 1828 Zoll, gleich 152 Fuss Kohle, das Flötz durchschnittlich 36½ Zoll mächtig, ausserdem 21 unbauwürdige mit 280 Zoll Kohle, durchschnittlich 13⅓ Zoll mächtig. Die Mulde von Duisburg liegt ganz, die von Essen zum Theil unter Kreide, die vielfach gesattelte von Bochum frei zu Tage; ausser diesen drei Hauptmulden liegen noch im Süden die kleinen Mulden von Witten. Die untern Flötze bestehen meist aus Sandkohle, die mittlern aus Sinterkohle, die obern aus Backkohle.

Als eine weitere nordöstliche Fortsetzung dieser Ablagerungen kann man die Steinkohlenbildungen von Ibbenbühren bei Osnabrück ansehen; beide scheidet die weite mit Kreide und Diluvialbildungen erfüllte Bucht von Münster.

Südlich vom Hunsrück liegt die bedeutende Binnenmulde von Saarbrücken, zwischen Wellesweiler, Saarbrücken und Saarlouis, an welcher auch Bayern geringen Antheil hat. Nach Max Nöggerath kann man drei Flötzzüge unterscheiden, je durch Sandstein getrennt; der untere (liegende) Zug mit 35 bauwürdigen (darunter das Blücherflötz 12 Fuss mächtig) und 29 unbauwürdigen Flötzen, zusammen mit 1749 Zoll Kohle, namentlich zwischen Duttweiler und Neunkirchen; der mittlere Flötzzug mit 32 bauwürdigen (darunter das Beustflötz 8½ Fuss mächtig) und 54 unbauwürdigen Flötzen, zusammen mit 1796 Zoll Kohle; der obere (hangende) Flötzzug mit 10 bauwürdigen und 4 unbauwürdigen Flötzen, zusammen mit 517 Zoll Kohle; insgesammt also 338½ Fuss Kohle, davon die 77 bauwürdigen Flötze 239½ Fuss ausmachen. In jüngster Zeit ist die Vermuthung ausgesprochen worden, dass das Saarbrücken-pfälzische Kohlenbassin wenigstens zum grössten Theil nicht der eigentlichen Steinkohlenformation, sondern dem Rothliegenden zuzuzählen sei. Dass die hangenden Schichten zwischen Neunkirchen, Saarbrücken und Saarlouis (die sog. flötzarme Steinkohlenformation) mit grösster Wahrscheinlichkeit zum untern Rothliegenden gehören, dafür hat E. Weiss gewichtige Gründe beigebracht (N. Jahrb. f. Min. 1863. 689).

Preussen besitzt ferner in Schlesien sehr bedeutende Kohlenschätze: das niederschlesische Kohlengebirge um Waldenburg, wo die Fuchsgrube 19 bauwürdige Flötze von 18—120 Zoll Mächtigkeit hat; bei Hermsdorf kennt man 27 Flötze mit 111 Fuss Kohle; der Hauptzug geht 5 Meilen von Neurode bis Landshut, vielfach von Porphyren, auch von Melaphyren durchsetzt.

Noch reicher ist das oberschlesische Revier, an welchem auch Russisch-Polen und Oesterreich einigen Antheil besitzen. Das Kohlengebirge zieht sich von Tost (westlich von Tarnowitz) bis Teczynek (westlich von Krakau) 14 Meilen lang und von Hultschin an der Oppa bis Siewirz in Polen 12 Meilen breit. In Preussen hat die Gegend zwischen Zabrze und Brzenskowitz (zwischen Myslowitz und Gleiwitz gelegen), die grösste Bedeutung (Königsgrube, Königin Louisen-Grube). Diese Kohlenformation ist ausgezeichnet durch regelmässige Lage und bedeutende Mächtigkeit der Flötze, welche gewöhnlich zwischen 10 und 14 Fuss schwankt; das Xaveriflötz ist zwischen Bendczin in Polen und Dombrowa über 40 Fuss mächtig; über Niemce sich fortziehend ist es als Albrechtsflötz bei Sierza im Krakauer Gebiet nur noch 15 Fuss mächtig.

Böhmen ist im ganzen reich an Steinkohlen. Im Gebiet der westlich von Prag fliessenden Beraun ist eine Anzahl von Becken nachgewiesen, z. B. das Becken von Radnitz mit einem Flötz von 23 Fuss Mächtigkeit, das Becken von Brass mit einem über 30 Fuss mächtigen Flötz, das Becken von Pilsen, das Becken von Schlan bei Buschtiehrad und Brandeisl im Rakonitzer Kreis mit 18 Fuss mächtigem Flötz. Die Kohlenablagerungen im Königgrätzer Kreis an der schlesischen Grenze stehen mit den preussischen des Waldenburger Reviers in Zusammenhang.

In Mähren zieht sich von Norden nach Süden von Trübau nach Rossiz westlich von Brünn ein Kohlengebirge mit 3 Flötzen.

In Sachsen erscheinen auf dem nördlichen Abhange des Erzgebirgs hauptsächlich 3 Kohlenablagerungen: 1. Das Bassin von Zwickau, wo man auf dem rechten Muldeufer bei Oberhohendorf 8 Flötze kennt, davon das unterste das bis 30 Fuss mächtige Russkohlenflötz ist, wozu auf dem linken Ufer ein noch unterteufendes Flötz kommt, das 20 — 24 Fuss mächtige »tiefe Planitzerflötz«. 2. Das Revier von Chemnitz, wo die Kohlenflötze der Bassins von Hainichen und Ebersdorf ihren Pflanzenresten und ihren Lagerungs-

verhältnissen nach sich als eine ältere, an die Uebergangsformation innig anschliessende Bildung erweisen, während die Bassins von Flöha und des Struthwaldes der jüngern eigentlichen Steinkohlenformation angehören; auch die Kohlen von Würschnitz und Lugau gehören der jüngern Zwickauer Formation an. 3. Das Döhlener Bassin im Plauenschen Grunde bei Potschappel südwestlich Dresden mit 4 Flötzen, davon das stärkste 12—20 Fuss mächtig. Ausserdem noch kleinere Ablagerungen auf dem Erzgebirge, bei Brandau östlich von Zöblitz, bei Zaunhaus westlich von Altenberg, wo anscheinend mehrere Kohlenflötze von 2 Fuss grösster Mächtigkeit in einen Porphyr eingeschaltet sind, welcher sich an Glimmerschiefer anlehnt.

Mehrere Kohlenbecken von grösstentheils sehr geringen Dimensionen sind in der Umgegend des Thüringer Waldes und des Harzes bekannt: bei Manebach und Cammerberg an der obern Ilm westlich von Ilmenau, bei Goldlauter unfern der Ilmquelle nordöstlich von Suhl, wo die Kohlen zwischen Porphyren ruhen; bei Neuhaus südöstlich von Sonneberg im Meiningenschen und nahe dabei bei Stockheim nördlich von Cronach in Bayern. Bei Ilfeld in der Grafschaft Hohenstein am Harz, nördlich von Nordhausen und bei Wettin und Lobejün nördlich von Halle.

Aus dem ganzen südwestlichen Deutschland ist nur die merkwürdige Kohlenablagerung von Zunsweiler oder Berghaupten bei Offenburg in Baden zu erwähnen, welche auf $1\frac{1}{2}$ Stunden Länge mit sehr steil (60—80^0) einfallenden Schichten zwischen Granit und Gneiss eingeklemmt ist, und der Culmbildung parallel sein soll.

Unter den übrigen europäischen Kohlenablagerungen verdienen namentlich die Russlands noch Beachtung. Dort zieht Bergkalk vom weissen Meere an nach Süden, und breitet sich weit aus in der Umgegend von Moskau, den Rand eines gewaltigen Beckens darstellend, welches im Innern von permischen und Jura-Schichten ausgefüllt ist, und dessen anderer Rand an dem Westabhange des Ural unter diesen jüngern Schichten hervortaucht; die Kohlenablagerungen darin, welche in Centralrussland in den Gouvernements Kaluga, Tula, Rjäsan nachgewiesen wurden, und deren genaue Kenntniss wir den trefflichen Schilderungen von Auerbach und Trautschold verdanken, zeigen die Eigenthümlichkeit, dass sie in rem Aussehenhi durchaus der Braunkohle gleichen, so dass jeder

Beobachter sie auf den ersten Blick für wirkliche Braunkohle halten würde, bis er sowohl durch die anwesenden Reste von Stigmaria, Lepidodendron und anderer ächter Steinkohlenpflanzen, als auch durch die Lagerungsverhältnisse belehrt wird, dass hier Producte der wirklichen Steinkohlenformation vorliegen, deren Vermoderung, wahrscheinlich wegen des nicht hinreichenden Drucks loser und dünner Gesteinsschichten nicht vollständig vor sich gegangen ist. Auf der Westseite des Ural an der Lunga und auf der Ostseite an der Pyschma werden Kohlenflötze gewonnen. In Südrussland am Donetz zwischen Dnjepr und Don ist ein anderes Kohlenbecken bekannt, in welchem Le Play 225 Flötze zählte. An der Südseite des schwarzen Meers erscheinen bei Tyrla-Asy in Kleinasien Kohlenflötze von 10 Fuss Mächtigkeit.

Ausser den bereits oben (S. 374) erwähnten höchst wahrscheinlich der Steinkohlenformation angehörenden Ablagerungen von Arnao und Ferroñes in Asturien und Sabero in Leon ist auf der pyrenäischen Halbinsel noch der ächten Steinkohlenmulden von Belmez und Espiel im nordwestlichen Theil der Provinz Cordova (ruhend auf blauem Kohlenkalk) und der von Villa nueva del Rio in der Provinz Sevilla zu gedenken.

In Nordamerica sind namentlich vier sehr ausgedehnte Kohlenfelder zu unterscheiden:

Das Appalachische Kohlenfeld, das bedeutendste, vom Staat Tennessee im S. W. durch Virginien, Ohio bis nach der nordöstlichen Ecke von Pennsylvanien ziehend, 156 geogr. Meilen lang mit 40 Meilen grösster Breite; im Westen, wo die Kohlen horizontal liegen sind es ächte Steinkohlen, im Osten, wo in den Bergen die Flötze gefaltet und geknickt erscheinen, Anthracite (namentlich zwischen Pottsville und Wyoming). In dem Pottsville- und Tamaqua-Thal sind die Flötze zusammen über 120 Fuss mächtig, bei Wilkesbarre ungefähr 62 Fuss, bei Pittsburg 25½ Fuss.

Das Illinois-Kohlenfeld, westlich von dem vorigen in den Staaten Illinois, Indiana und Kentucky, fast eben so gross, im Westen durch das Mississippi-Thal begrenzt; getrennt ist das erste und zweite Becken durch die Silurberge auf denen Cincinnati liegt. Oestlich von dem Illinois-Kohlenfelde liegt das, wie es scheint kohlenarme Missouribecken.

Das Michigan-Kohlenfeld nördlich von beiden, auf der Halb-

insel zwischen dem Michigan- und Huronen-See von geringerer Ausdehnung und bedeutend kohlenärmer.

Das canadische oder neuschottische Kohlenfeld, das Kohlengebiet von Neuschottland, Neubraunschweig, Cape Breton begreifend, den südwestlichen Flügel einer Mulde bildend, deren Haupttheil unter dem atlantischen Meer begraben liegt.

Ausserdem in Nordamerica:

Das Rhode-Island Kohlenfeld, zwischen Providence und Worcester in Massachusetts.

Das Texas-Kohlenfeld in den nördlichen und nordwestlichen Grafschaften dieses Landes.

Auch in den arktischen Gegenden von Melville- und Bathurst-Island, von Banks-Land u. s. w. sind Kohlen nachgewiesen worden.

Von den aussereuropäischen Kohlenablagerungen seien diejenigen von Chile, Peru, Japan, der chinesischen Provinz Schansi, von Tenasserim in Hinterindien, Borneo (Am. journ. of sc. (2) XXIII. 1857. 157), von Neusüdwales und Neuseeland (von Hochstetter, Geologie v. Neuseeland XXXIV) erwähnt, deren Zugehörigkeit zur ächten Steinkohlenformation noch nicht bei allen erwiesen ist.

Die Dyasformation führt auch bisweilen hier und da Steinkohlenflötze, welche sich indessen an Ausdehnung bei weitem nicht mit denen der carbonischen Formation messen können: das böhmische Rothliegende enthält im Rakonitzer Kreis bei Kaunowa, Mutiegowitz ein 2 Fuss mächtiges Flötz, bei Krauczow 3 Flötze mit 10½ Fuss Kohle. In Sachsen erscheinen wenig mächtige Dyas-Kohlen bei Mutzscherode unweit Wechselburg, bei Hilbersdorf unfern Chemnitz, bei Grüna und Oberlungwitz. Sollte in der That das Saarbrücken-pfälzische Kohlenbassin ganz oder zum Theil dem Rothliegenden zugezählt werden müssen (vgl. S. 379), so würde dadurch diese Bildung um eine der ergiebigsten Kohlenablagerungen Europas reicher erscheinen. Bei Goruja im Banat kennt man ein 3 Fuss mächtiges Kohlenflötz im Rothliegenden. Auch in England bei West-Bromwich in Staffordshire führt das Rothliegende ein schwaches Kohlenflötz. Ob die französischen Bassins von Litry und Plessis der Dyas- oder carbonischen Formation angehören, scheint noch nicht festgestellt. Dagegen sind die Steinkohlenflötze von Bielebéi im Gouvernement Orenburg ächt permisch.

Die americanischen Trias-Schichten bei Richmond in Virginien

enthalten 3 oder 4 Kohlenflötze mit 20—40 Fuss Kohle; bei den Deep-River-mines in Nord-Carolina kennt man gleichfalls in Triasschichten 5 Kohlenflötze, davon das oberste 6½ Fuss mächtig (vgl. Dana's Manual of geology 1863. 417). Die Pechkohlenlagen, welche Krug v. Nidda aus dem Muschelkalk von Tarnowitz in Schlesien beschreibt und die Nester von Pechkohle in den Keupersandsteinen waren bisher ausser der kaum verwendbaren Lettenkohle die einzigen vollständig verschwindenden Vorkommnisse kohliger Substanzen in der europäischen Trias. Lipold hat neuerdings gezeigt, dass die kohlenführenden Ablagerungen der nordöstlichen österreichischen Alpen in den Umgebungen von Baden, Hainfeld, Lilienfeld, Kirchberg, Scheibbs, Gresten, Gaming, Lunz, Gössling, Hollenstein, Ipsitz, Waidhofen, Gross-Raming, Molln, welche man als sog. Grestener Schichten dem Lias zurechnete, theils dem Lias, theils der Trias angehören. Die im Innern der Kalkalpen lagernden Kohlen (Lunzer Schichten) sind es, welche zur Trias gezählt werden müssen (Jahrb. d. geol. R.anst. XV. 1865. 1 ff.).

Dem Lias gehören alsdann die Alpenkohlen am nördlichen Rande dieser Kalkalpen (Grestener Schichten im engern Sinne) an. Die Anzahl der in diesen Schichten aufgeschlossenen Kohlenflötze wechselt zwischen 2 und 7, die Anzahl derjenigen in den Lunzer Schichten zwischen 1 und 4, die mittlere Mächtigkeit beträgt im Allgemeinen 2—3 Fuss. Den Grestener Schichten gehören auch die 5 Kohlenflötze von Steierdorf im Banat, von denen das mächtigste stellenweise über 12 Fuss stark ist, gleichfalls die von Holbach in Siebenbürgen und Wolkendorf, ebenso wie die Steinkohlen von Fünfkirchen im Baranyer Comitat an; dort ist bei Vassas ein Flötz aus lauter kugelförmigen und ellipsoidischen Steinkohlenkörpern bis zu 10 Zoll im Durchmesser zusammengesetzt (Nöggerath in Sitzgsber. d. niederrh. Ges. f. Nat.- u. Heilk. 1859. 6). Die Kohlenflötze von Berszaszka in der serbisch-banater Militärgrenze sind nach Lipold auch dem Lias zuzuzählen (Jahrb. d. geol. R.anst. 1864. XIV. 121). Der Liassandstein von Hildesheim in Hannover, von Helmstädt in Braunschweig, von Höganäs in Schonen (Schweden) und der Insel Bornholm enthält ebenfalls Steinkohlenflötze, desgleichen der Belemnitenkalk von Larzac im südlichen Frankreich (Dép. Aveyron).

Zahlreiche Steinkohlenvorkommnisse sind auch im Gebiete der

braunen Juraformation bekannt. Das Plateau zwischen Milhau und Lodève im Dép. Aveyron enthält in Schichten, welche zugleich Süsswasser- und Meeresmuscheln führen, Steinkohlenflötze eingelagert (Alexander Brongniart nennt diese Jurakohle Stipit). Die untere Abtheilung der Juraformation in Yorkshire führt schmale und unregelmässige Kohlenflötze, entwickelter sind dieselben bei Brora in Sutherland, wo eines 3 Fuss mächtig ist, auch auf der schottischen Insel Skye ist die Juraformation steinkohlenführend. Die braune Juraformation zwischen der Serra von Monte Junto und dem Mondego in Portugal enthält 6 Kohlenflötze mit 10 Fuss Kohle; dieselben Schichten umschliessen gleichfalls Kohlen sowohl auf der europäischen als der africanischen Seite der Strasse von Gibraltar. In der russischen Juraformation treten bei Sysran und Goroditsche im Gouvernement Simbirsk Steinkohlenflötze auf. Die Steinkohlen von Cutsch, Burdwan (8 Flötze) und Nágpur in Ostindien gehören gleichfalls der Juraformation an. Ob die Steinkohlenflötze, welche in Australien in drei Bassins (dem von Newcastle und Sidney in Neusüdwales, denen von South-Esk und Jerusalem auf Vandiemensland) abgelagert sind, und von der ächten Steinkohlenformation unterteuft werden, mit dieser vereinigt, oder, worauf ihre Pflanzenreste hindeuten, als Jurabildung erklärt werden müssen, ist noch nicht völlig entschieden. In Virginien erscheint 13 engl. Meilen von Richmond ein über 26 e. M. von N. nach S. und 4—12 M. von O. nach W. sich erstreckendes Kohlenfeld in einer Vertiefung granitischer Gesteine, welches nach Rogers und Lyell (Qu. journ. of geol. soc. III. 281 und Geologie, Berlin 1858. II. 69) dem untern Jura angehört.

Der weisse Jura ist hingegen sehr arm an Steinkohlen, von denen nur die vier Flötze bei Boltigen im Canton Bern angeführt zu werden verdienen.

Die Wealdenformation Norddeutschlands enthält in der Grafschaft Schaumburg und dem Fürstenthum Bückeburg 3—8 Flötze von Steinkohle, welche grösstentheils von ausgezeichneter Beschaffenheit ist, und nur stellenweise braunkohlenähnlich wird.

Selbst die Kreideformation ist noch hier und da steinkohlenführend, z. B. die Gosauschichten der Nordostalpen bei Grünbach, westlich von Wiener-Neustadt, wo 21 Kohlenflötze bekannt sind, davon die 3 mächtigsten 2—4 Fuss stark sind, der Quadersand-

stein bei Mährisch-Trübau und Boskowitz in Mähren mit 3—5 Fuss mächtigen Flötzen, die schlesische Senonbildung bei Wenig-Rackwitz und Ottendorf zwischen Löwenburg und Bunzlau, welche 3 Flötze enthält von 1—2 Fuss Mächtigkeit. Auch die Steinkohlen von Ruszkberg im Banat, von Utrillas in Spanien und Venezuela in Südamerica sollen der Kreideformation angehören. In der Provinz Nelson auf der Südinsel Neuseelands gehören kohlenführende Schichtensysteme der untern Kreide an (vgl. v. Hochstetter, Geologie v. Neuseeland XXXVI).

Als Nummuliten-Kohle ist die von Entrevernes und Arrache in Savoyen zu erwähnen; bei Anzeindaz in der Nähe der Diablerets unweit Bex ist sie anthracitartig; am Niederhorn oberhalb Beatenberg gewinnt man eine Steinkohle, die in Bern zur Gasbereitung vernutzt wird.

In folgendem seien einige Quellen erwähnt, welche, indem sie sich auf Steinkohlenbecken beziehen, die entweder durch Flötzverhältnisse oder durch Alter besonders interessant sind, von grösserer Wichtigkeit erscheinen:

Max Nöggerath, St. v. Saarbrücken, v. Carnalls Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen III. 1856. 139.

Lottner, Flötzkarte der Steinkohlenformation in Westphalen, Iserlohn 1858.

v. Dechen, orogr. geogn. Uebersicht des Reg.bez. Düsseldorf, Iserlohn 1864.

Fr. Hoffmann, Steink. d. Harzes, Uebers. d. orog. u. g. Verh. N. W. Deutschl. 504.

Zobel u. v. Carnall, St. in Niederschlesien, Karstens Archiv 1831. 3. 1832. 3.

v. Gutbier, St. v. Zwickau, geogn. Beschr. des Zwickauer Schwarzkohlengebirges 1834.

Jokély, St. v. Brandau im Erzgebirge, Jahrb. d. k. k. geol. R.-anst. 1857. 602.

v. Lidl, St. v. Radnitz in Böhmen, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. 1856. 278.

Polak, St. im Königsgrätzer Kreis, Böhmen, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. 1858. 239.

Ludwig, St. v. Berghaupten, Schwarzwald, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. 1857. 334.

St. in Frankreich, Dufrenoy u. de Beaumont, Explication de la carte géologique de la France I. 499.

Fabricius, St. in Frankreich u. Belgien, Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen VIII. 1860. 157.

v. Dechen u. v. Oeynhausen, Steinkohlenbergbau in England, Karstens Archiv V. 1833. 1 und VI. 1833. 3.

Buckland, St. des Forest of Dean, Trans. of geol. soc. 1824. 280.
Auerbach u. Trautschold, die Kohlen Russlands (Nouv. Mém. soc. imp. des natural. de Moscou XIII), Moskau 1860.
St. in Canada, Qu. journ. of geol. soc. 1845. 322.
Lesley, St v. Cape Breton, Am. journ. of sc. (2) XXXIII. 1863. 179.
St. v. Borneo, N. Jahrb. f. Min. 1858. 588.
D Sharpe, St. von Vallongo, Portugal, Qu. journ. of the geol. soc. IX. 142.
v. Dechen u. v. Oeynhausen, St. v. Mons, Belgien, Karstens Archiv X. 107.
Viquesnel, St. der Loiregegenden, Bull. d. l. soc. géol. (2) I. 70.
Reuss, Dyas-St. in Böhmen, Sitzgsber. d. Wien. Akad XXIX. 148.
Austen, Dyas-St. von Litry und Plessis, Qu. journ. of geol. soc. 1846. 1.
Lipold, Trias- und Lias-Alpenkohlen, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. XV. 1865. 1.
Andrä, Lias-St. von Steierdorf im Banat, Abhandl. der k. k. geol. R.anst II. 1855. 27.
Kudernatsch ebendarüber, Jahrb. d. k k. geol. R.anst VI. 1855. 219.
Fötterle ebendar., Jahrb. d. k k. geol R.anst. XII. 1861. 214.
Peters, Lias-St. v. Fünfkirchen, Sitzgsber. d Wien. Akad. d. W. XLVI. I. 1863. 241.
D. Sharpe, Jura-St. in Portugal, Qu. journ. of the geol. soc. VI. 159.
Marcel de Serres, Jura-St. im Dép. des Aveyron, Comptes rendus XLVI. 1858. 999.
St. in Australien, Annals and magazine of nat. history XX. 1847. 308 und (2) II. 206. Qu. journ. of geol. soc. III. 244; IV. 60; XVII. 354.
Reuss, Kreide-St. in Mähren, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. 1854. 726.
Czijcek, Kreide-St. der österreichischen Alpen, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. II. 107.
v. Cotta, Kreide-St. v. Ruszkberg im Banat, N. Jahrb. f. Min. 1858. 56.
de Verneuil, Kreide-St. v. Utrillas in Spanien, Bull. d. l. soc. géol. (2) XI. 661.
H. B. Geinitz, H. Fleck u. E. Hartig, die Steink. Deutschlands u. and. Länder Europas. I. Bd. Geologie der St. v. Geinitz, m. Atl. München 1865. 4.

Braunkohle.

Die Braunkohle ist eine dichte oder erdige, leicht brennbare, holzbraune bis pechschwarze Kohlenmasse mit braunem Strich, die sich ausserdem durch ihren grössern Bitumengehalt von der Steinkohle unterscheidet.

Die Braunkohle zeigt sehr häufig deutlich erkennbare vegetabilische Structur; der Bruch ist muschelig, holzartig-faserig oder uneben-erdig; vom Fettglanz durch das schimmernde bis zum mat-

ten; im Strich stets mehr oder weniger glänzend, etwas spröde oder mild, in dünnen Blättern oder Fasern oft elastisch biegsam; weich, oft zerreiblich; spec. Gewicht 1—1.5.

Die Braunkohle hat eine ähnliche Zusammensetzung wie die Steinkohle; sie besitzt nur 55—75 pct. Kohlenstoff und eine grössere Menge von bituminösen Substanzen und verunreinigenden erdigen Beimengungen; sie ist nicht schmelzbar wie einige Steinkohlen, aber leicht entzündlich und verbrennlich mit russender Flamme, einem stinkenden, brenzlich-talgartigen Geruch und Hinterlassung einer oft beträchtlichen Aschenmenge. Bei der trockenen Destillation ergeben sich ähnliche Zersetzungsproducte, wie sie die Steinkohle liefert; doch findet sich darunter nach Kremers kein freies Ammoniak, sondern freie Essigsäure und essigsaures Ammoniak.

Braunkohlenpulver mit Kalilauge erwärmt, färbt diese tiefbraun, indem ulminsaures Kali gebildet wird, wodurch sich das Pulver der Braunkohle von dem der Steinkohle unterscheidet. Aus der mit Schwefel erhitzten Braunkohle entwickelt sich viel Schwefelwasserstoff.

Von den zahlreichen Braunkohlenanalysen seien hier einige mitgetheilt:

Regnault (Lehrb. d. Chem. übers. v. Boedeker IV. 223) führt folgende an:

	Fundort.	spec. Gew.	Kohlenst.	Wasserst.	Sauerst. und Stickst.	Asche.
I.	von Dax	1.272	69.52	5.59	19.90	4.99
II.	vom Meissner in Hessen .	1.351	70.73	4.85	22.65	1.77
III.	von den Rhonemündungen	1.254	63.01	4.58	18.98	13.43
IV.	aus den Niederalpen . .	1.276	69.05	5.20	22.74	3.01
V.	aus Griechenland . . .	1.185	60.36	5.00	25.62	9.02
VI.	von Cöln	1.100	63.42	4.98	27.11	5.49
VII.	von Uznach (foss. Holz) .	1.167	55.27	5.70	36.84	2.19
VIII.	von Elbogen in Böhmen .	1.157	72.78	7.46	14.80	4.96

Die berechnete Zusammensetzung ist nach Abzug der Asche:

	I.	II.	III.	IV.
Kohlenstoff	73.18	72.00	72.78	71.20
Wasserstoff	5.88	4.93	5.29	5.36
Sauerstoff u. Stickstoff . .	21.14	23.07	21.93	23.44

	V.	VI.	VII.	VIII.
Kohlenstoff	66.36	66.04	56.50	76.58
Wasserstoff	5.49	5.27	5.83	7.85
Sauerstoff u. Stickstoff . .	28.15	28.69	37.67	15.57

Kühnert führt an (Ann. der Chem. u. Pharm. XXXVII. 97):

	Kohlenst.	Wasserst.	Sauerst.	Wasser.	Asche.
vom Meissner (Pechkohle) . .	56.60	4.75	27.15	9.07	2.43
vom Habichtswald (Pechkohle)	57.26	4.52	26.10	10.79	1.33
vom Hirschberg (gem. Br.) . .	54.96	4.01	22.31	15.52	3.20
vom Stillberg (gem. Br.) . .	50.78	4.62	21.38	16.27	6.95
vom Hirschberg (bitum. Holz) .	51.70	5.25	30.37	11.39	1.29

Es ergibt sich also hieraus, dass der Kohlenstoffgehalt der Braunkohlen im Allgemeinen zwischen 55 und 75 pct. schwankt, sich demnach niedriger herausstellt, als bei den Steinkohlen; dafür ist die Menge der bituminösen Substanzen desto grösser; feste Grenzen sind hier natürlich ebenso wenig zu ziehen, wie zwischen Steinkohlen und Anthracit.

Folgendes Verzeichniss von chemischen Untersuchungen über Braunkohlen ist Rammelsbergs Handbuch der Mineralchemie entnommen und durch das neuerdings Erschienene vervollständigt worden.

Berthier, Ann. de chim. et d. phys. LIX. Journ. f. pr. Chem. VI. 208.
Bischof, Br. aus d. Prov. Sachsen, Liebig etc. Jahresb. 1850. 689.
Blei, Br. v. Preusslitz, Neu-Gattersleben, Lebendorf, Aschersleben u. s. w., Schweiggers Journ. LXIX. 129 Journ. f. pr. Chem. VI. 336.
Bleibtreu, Br. v. der Haardt bei Bonn, Karstens Archiv XXIII. 413.
Bolley, Br. v. Semsales, Schweiz, Dingl. pol. Journ. CLXII. 78.
Brückner, Br. v. Weissenfels in Thüringen, Journ. f. pr. Chem. LVII. 1.
Casselmann, Br. vom Westerwald u. v. Regensburg, Ann. d. Chem. u. Pharm. LXXXIX. 41. 181. 372.
L. Gmelin, Br v. Sipplingen, N. Jahrb. f. Min. 1839. 527.
Gräger, Br. v. Meissner, Hirschberg. Fahlbach, Mühlhausen, Archiv d. Pharm. XLVIII. 34.
Harkness u. Blyth, Br. v. Irland u. Mull, N. Jahrb. f. Min. 1856. 732.
v. Hauer, Br aus Oesterreich, vielorts in dem Jahrb. d. k. k. geol. R.anst.
Hess, Br. aus Hessen, Ann. der Chem. u. Pharm. LXVII. 366.
Karsten, Br. v. Weissenfels u. Helbra, Thüringen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. II. 71.
Köttig, Br. aus Böhmen, Journ. f. pr. Chem. XXXIV. 463.
Kremers, Br. von Artern, Poggend. Ann. LXXXIV. 67.
Kühnert, Br. aus Hessen, Ann. d. Chem. u. Pharm. XXXVII. 94.
Marx, Br. aus Helmstedt, Journ. f. pr. Chem. X. 77.
Müller, Br. v. Sonnenberg b. Luzern, Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1858. 158.

Nendtvich, Br. aus Ungarn, Journ. f. pr. Chem. XLI. 8; XLII. 365.
Regnault, Br. aus Frankreich, Griechenland, Böhmen, vom Meissner, von Uznach, Cuba, Köln, Ann. des mines (3) XII. 161. Journ. f. pr. Chem. XIII. 149.
Reinsch, Br. v. Verau in der Oberpfalz, Journ. f. pr. Chem. XIX. 485.
Röthe, Br. aus Bayern, XIV. Bericht des naturh. Ver. zu Augsburg 1861. 71.
Schrötter, Br. aus Oesterreich, Poggend. Ann. LIX. 37. Sitzgsber. d. Wien. Akad. 1849. Liebig etc. Jahresber. 1849. 708.
Struve, Br. v. nördl. still. Oc., Pertersb. Acad. Ber. IV. 337.
Vohl, Destillationsprod. d. Br., Ann. d. Chem. u. Pharm. XCVII. 9; XCVIII. 181; CIII. 283.
Wittstein, Br. aus Oberbayern, N Jahrb. f. Min. 1864. 52.
Woskressensky, Br. aus Russland, Verh. der min. Ges. v. Petersburg 1842. 44. Journ. f. pr. Chem. XXXVI. 185.

Man pflegt bei der Braunkohle zu unterscheiden:

Pechkohle nennt man die derbe, spröde, pechschwarze, wachs- oder fettglänzende Braunkohle mit vollkommen muscheligem Bruch, welche unter allen Varietäten die grösste Härte besitzt; sie nähert sich sehr der Steinkohle und oben wurde bemerkt, dass man mit Pechkohle (Pechsteinkohle) auch eine Steinkohlenvarietät bezeichnet. Die Pechkohlen sind häufig zerborsten und zerklüftet und lassen fast nie Spuren von Holztextur mehr wahrnehmen.

Gemeine Braunkohle (Brown-coal, Houille brune), derbe Massen mit mehr oder weniger flachmuscheligem Bruch, geringerer Sprödigkeit und geringerer Härte als sie der Pechkohle eigen ist, auch nur schimmernd bis schwach fettglänzend, schwärzlichbraun bis pechschwarz, mit bald deutlichern bald undeutlichern Spuren von Holztextur. Uebergänge finden statt in Pechkohle und Moorkohle, mit der letztern ist sie die gewöhnlichste Varietät der Braunkohle. Meistens ist sie, wie die gemeine Steinkohle von schieferigen Längsabsonderungen durchzogen.

Moorkohle (Moor-coal, Houille limoneuse), derbe Massen mit ebenem Bruch und meist feinerdiger Zusammensetzung, mit schwarzer Farbe und glänzendem Strich, eng zusammenhängend mit der

Erdigen Braunkohle, Erdkohle (Earthy brown-coal, Lignite terreux), zerreibliche Massen aus staubartigen, mehr oder weniger lose zusammenhängenden Theilen bestehend, mit vollständig erdigem Bruch und sehr mattem Glanz, von schwärzlichbrauner

bis gelblichbrauner Farbe. Hierher gehört die zur Malerfarbe verwandte sog. kölnische Umbra.

Holzförmige Braunkohle, bituminöses Holz, Lignit (Bituminous wood, Bois bitumineux, Lignite fibreux), Massen, welche deutlich sowohl die Form als die Textur von Holz an sich tragen, an denen man Stamm-, Ast- und Wurzelstück noch unterscheiden kann; in dem muscheligen Querbruch sind nicht selten Rinde und Jahresringe noch zu beobachten; von holzbrauner, schwärzlichbrauner bis schwarzer Farbe. Bituminöses Holz bildet in grossen Stücken und ganzen Stämmen selbständige Lager oder erscheint in einzelnen aufrecht stehenden und liegenden Stämmen innerhalb anderer Braunkohlenvarietäten, namentlich der Moorkohle. Hieran schliesst sich die

Bastkohle, von bastartigem Ansehen und Gefüge; elastisch biegsame Theile, fettig schimmernd, von holzbrauner bis pechschwarzer Farbe, wahrscheinlich umgewandelte Rinde (Ostheim und Ossenheim in der Wetterau), und

Nadelkohle, aus bräunlichschwarzen elastischen Nadeln bestehend, die oft über 2 Decimeter lang und parallel gelagert, zu derben Stücken mit einander verbunden sind, welche aussen matt erscheinen, innen auf dem muscheligen Bruch Fettglanz besitzen; es sind Ueberreste von Palmenstämmen, deren Zellengewebe verschwunden ist, so dass die Faserbündel bloss gelegt sind; Lobsann im Elsass (vgl. Daubrée im Bull. d. l. soc. géol. (2) VII. 1850. 448).

Blätterkohle, Papierkohle (Dysodil) (Houille papyracée, Terre bitumineuse feuilletée). Derbe Massen aus papierdünnen, leicht von einander trennbaren, lederähnlichen, biegsamen und zähen Häuten bestehend, von gelblichbrauner, leberbrauner bis schwärzlichbrauner Farbe, schimmernd bis matt. Die Blätterkohle besteht vorwiegend aus Bitumen, Thon und Kieselerde, weshalb sie einen grossen Aschenrückstand lässt; sie ist nach Ehrenberg als ein von Erdpech durchdrungener Polirschiefer oder Blättertripel zu betrachten (Poggend. Ann. 1839. XLVIII. 573 ff.); so hat er für die Blätterkohle von der Grube Krautgarten bei Rott, vom Pfannenschoppen bei Geistingen am Siebengebirge und von Liessem bei Lannesdorf unfern Bonn gezeigt, dass sie innig mit Polirschiefer in Verbindung steht, indem dieser theils in dünnen Schichten mit der Blätterkohle abwechselt, theils in kleinen nierenförmigen Parthieen

sich darin eingeschlossen findet, theils auch die Blätterkohle durch und durch mit Kieselinfusorien erfüllt ist (Bericht über die Verh. der Berliner Akademie 1846. 158; 1848. 8). Das Blätterkohlenlager ist dicht bei Liessem 19 Fuss, südlich davon sogar über 50 Fuss mächtig. Ausserdem kommen in dieser Gegend südlich vom Siebengebirge noch bei Orsberg unfern Erpel und am Stösschen bei Linz Blätterkohlen vor. Nöggerath beschreibt von Rott eine verkieselte Papierkohle, welche am Stahl Funken gibt und fast kieselschieferähnlich ist. Reich sind diese Blätterkohlen an organischen Ueberresten, namentlich Fischen (Leuciscus papyraceus) und Dicotyledonenblättern (vgl. v. Dechen, geogn. Führer in das Siebengeb. 305 ff.). Andere Blätterkohlen finden sich zu Dierdorf bei Neuwied, zu Glimbach in der Gegend von Giessen, bei Salzhausen in der Wetterau, im Val de la Mone in der Auvergne und zwischen Mellili und Lentini in Sicilien (Fr. Hoffmann, geogn. Beob. ges. auf ein. Reise d. Ital. u. Sic. 1839. 503); die letztere hat man auch Dysodil genannt (Cordier, Journ. d. mines XXIII. 271), weil sie beim Verbrennen einen sehr unangenehmen Geruch entwickelt; diesen Namen übertrug man später, weil sie die Eigenschaft theilen, gleichfalls auf die andern Blätterkohlen.

Anhangsweise sei noch die wachshaltige Braunkohle (Pyropissit, Kenngott) erwähnt, welche bei Gerstewitz unweit Weissenfels und bei Helbra in Thüringen den hangenden Theil eines Braunkohlenflötzes bildet (bis zu 3½ Fuss mächtig nach Mahler), eine dunkel graulichgelbe bis gelblichbraune, erdige und leicht zerbröckelnde Masse, mit glänzendem Strich und dem spec. Gew. 0.9, die schon bei geringem Erhitzen schwere weisse Dämpfe entwickelt und sich zu einer pechartigen Masse schmelzen lässt; die wachsartige, nach Brückner sehr zusammengesetzte Substanz kann man mit Aether ausziehen (vgl. Journ. f. pract. Chem. LVII. 1), durch trockene Destillation erhielt Marchand 62 pct. Paraffin.

Zu den Mineralien, welche accessorisch in der Braunkohle auftreten, gehören namentlich Eisenkies, schwefelsaure Salze und organische Verbindungen. Der Eisenkies ist sehr häufig in Krystallen, Krystallaggregaten, Kugeln und Knollen, oft in beträchtlicher Menge und grosser Feinheit eingesprengt, oder er bildet Ueberzüge über die Klüfte und Ablösungsflächen der Braunkohle; wie in der Steinkohle ist seine Bildung von einer Reduction des Eisen-

vitriolgehalts durchsickernder Gewässer durch die Kohlen abzuleiten. Nebenbei tritt auch Wasserkies oder Markasit auf. Aus der Zersetzung des Schwefeleisens gehen Eisenvitriol, Gyps, Eisenalaun (Federalaun, Haarsalz), Schwefel hervor, welche alle nicht selten in der Braunkohle vorkommen; manchmal findet sich auch Kalkspath, Ammoniakalaun bei Tschermig in Böhmen. Kleine, an beiden Enden ausgebildete Quarzkrystalle liegen unregelmässig zerstreut in der Braunkohle von Artern in Thüringen. Von den accessorischen organischen Verbindungen sind zu nennen:

Oxalit: Gross-Almerode in Hessen, Koloseruk bei Bilin in Böhmen, Cap Ipperwash in Canada. Mellit, Honigstein: Artern in Thüringen, Luschitz bei Bilin in Böhmen. Retinit: Laubach in Hessen, Murtendorf in Thüringen, Radnitz in Böhmen, Boskowitz und Uttigshof in Mähren, Bovey in Devonshire. Bernstein: wird angeführt von Lobsann im Elsass, Muskau in Schlesien, St. Symphorien im Dép. der Loire, Noyers im Dép. der Eure, Forcalquier im Dép. der Niederalpen u. a. O. in Frankreich; Coboalles in Asturien, Cap Sable in Maryland. Nach Göppert (Bernsteinflora 1853) gehören indessen diese Vorkommnisse nicht dem eigentlichen Bernstein an, welcher auf neuere pliocäne Formationen beschränkt ist; es sind wahrscheinlich nur bernsteinähnliche Harze, Retinite oder Retinasphalte. Walchovit: Walchow und Obora in Mähren. Ozokerit: Galizien, Newhaven in Connecticut. Scheererit: Bach auf dem Westerwald, Prävali in Kärnthen, Uznach bei St. Gallen; hier auch der Könlit. Piauzit: Piauze nördlich von Neustädtl in Krain. Hartit: zu Oberhart bei Gloggnitz in Oesterreich, hier auch der Ixolyt. Pyroretin: zwischen Salesl und Proboscht unweit Aussig in Böhmen. Euosmit: Thumsenreuth in der baier. Oberpfalz (Gümbel, N. Jahrb. f. Min. 1864. 10). Ueber accessorische Mineralien in der Braunkohle vgl. Loretz, N. Jahrb. f. Min. 1863. 654.

Die Braunkohle ist natürlich einerseits mit dem Torf, andererseits mit der Steinkohle durch petrographische Uebergänge verbunden.

Uebereinstimmend mit der Steinkohle erscheint auch die Braunkohle in der Form von Lagern, den sog. Braunkohlenflötzen, welche oft grosse Regelmässigkeit in ihrer Lagerung zeigen und nicht selten mit bedeutender Mächtigkeit über weite Strecken ausgedehnt sind. Flötze über 50 Fuss mächtig sind in manchen Braunkohlen-

revieren keine Seltenheit. Beispiele von mächtigen Flötzen liefern die Gegend von Halle (7 Lachter), das Brühler Revier zwischen Bonn und Cöln (9—13 Lachter), Salzhausen in Hessen-Darmstadt (10 Lachter), Zittau in Sachsen (stellenweise über 15 Lachter). Verdrückungen der Flötze und plötzliche stockförmige Anschwellungen werden nicht selten beobachtet.

Die jüngern Eruptivgesteine, namentlich Basalte, Phonolithe, Trachyte haben in der Lagerung der Braunkohlenflötze dieselben Störungen, Emporhebungen, Biegungen, Knickungen hervorgebracht, welche die Steinkohlenflötze durch Porphyre, Melaphyre und Grünsteine erlitten haben.

Die Flötze der Braunkohlen sind niemals in solcher Anzahl übereinander geschichtet, wie es bei denen der Steinkohlen der Fall ist; ein grosser Flötzreichthum erscheint schon in der Gegend von Bilin und Altsattel in Böhmen, wo vier, bei Muskau in der Lausitz, wo sechs und in der Mark Brandenburg, wo sieben übereinanderliegende Flötze bekannt sind.

Die Zwischenmittel zwischen den einzelnen Braunkohlenflötzen bestehen meistens aus plastischem Thon oder Sand. Wo während der Bildung der Braunkohlenschichten auch die Ablagerung eines Eruptivgesteins in der Nähe vor sich ging, da sind es auch wohl Tuffe und Conglomerate (von Basalt und Trachyt), welche sich zwischen die Braunkohlenflötze eingeschaltet finden, wie z. B. im Siebengebirge, am Meissner in Hessen, im böhmischen Mittelgebirge, in der Lausitz, bei Jauer in Schlesien.

Schon mehrmals wurde darauf hingewiesen, dass die Braunkohlenflötze im Contact mit basaltischen Gesteinen Veränderungen erlitten haben, welche in einer Vercoakung, einer Anreicherung des Kohlenstoffgehalts bestehen, woraus anthracitähnliche Kohlen mit säulenförmiger Absonderung hervorgehen; auch die Zwischenlager zwischen den Braunkohlenflötzen sind von diesen Einwirkungen der Hitze betroffen worden, durch welche z. B. die Thone zu Porzellanjaspis gebrannt worden sind.

Hauptsächlich die Tertiärformation, welche man eben dieses Umstandes willen auch mit dem Namen der Braunkohlenformation belegt hat, ist die Heimath der Braunkohlenbildungen. In Deutschland kann man nördlich von der Donau nach dem Vorgang von Leopold von Buch (Lagerung der Braunkohlen in Europa, Berl. Akad. d.

W. 20. Nov. 1851) allgemein sieben grössere Braunkohlendistricte, Braunkohlenbecken unterscheiden, deren Kohlen indessen nicht alle von demselben Alter sind, sondern verschiedenen Etagen der Tertiärformation angehören; jedes dieser Becken besteht eigentlich aus einer Ansammlung kleinerer Becken:

1) Das oberrheinische Becken zwischen dem Schwarzwald und den Vogesen.

2) Das rheinisch-hessische Becken, welches sich zwischen dem Taunus, dem westphälischen Sauerlande und dem Thüringerwalde ausdehnt, und in der Mitte von den Basalten der Rhön, des Vogelsgebirgs, des Habichtswaldes und des Westerwaldes durchsetzt wird. In der Wetterau sind die Braunkohlen von Salzhausen die wichtigsten; diese Braunkohlen scheinen untermiocänen Alters zu sein, auch die des Westerwaldes gehören der Oligocänzeit Beyrichs an; bei den Braunkohlen der Rhön kann man unter- und mitteloligocäne Ablagerungen unterscheiden.

3) Das niederrheinische Becken, nördlich vom Siebengebirge, findet bei Bonn und Cöln in der Gegend von Brühl zwischen Erft und Rhein die Hauptentwicklung und reicht rheinabwärts bis in die Gegend von Düsseldorf und Aachen; auch rheinaufwärts ziehen sich einzelne Ablagerungen bis in die Gegend von Linz; nach den durch C. O. Weber untersuchten Pflanzenresten gehören diese Braunkohlen dem untern Miocän oder Oligocän an.

4) Das thüringisch-sächsische Becken, die Braunkohlenablagerungen von Thüringen, preussisch Sachsen, des Königreichs Sachsen, Sachsen-Altenburgs begreifend. Hauptlagerorte sind: die 8 Meilen lange und 1 Meile breite Mulde, welche sich von Stassfurt über Egeln und Oschersleben bis Helmstedt fortzieht, wo sechs Flötze übereinanderliegen; die Becken von Bornstedt, von Riestedt bei Sangerhausen, bei Artern, bei Weissenfels, Merseburg und Halle im Gebiet der Saale, bei Muskau u. s. w.

5) Das böhmische Becken; im nordwestlichen Böhmen finden sich im Gebiet der Eger drei abgesonderte Becken, das obere, mittlere und untere Egerbecken. Das mittlere, das Falkenau-Elbogener Becken, in welchem man nach v. Hochstetter eine ältere vorbasaltische und eine jüngere nachbasaltische Braunkohle unterscheiden kann, wird durch die Basalte bei Saatz von dem ausgedehntern untern Egerbecken, durch die Bergkette bei Maria-Culm

von dem kleinern obern Egerbecken geschieden. Fast 100 Fuss erreichende Flötzmächtigkeit ist nicht selten; die jüngere Kohle scheint grösstentheils dem obern Miocän, die ältere dem Oligocän anzugehören.

6) Das schlesische Becken, vom Bober bis tief nach Oberschlesien reichend, mit den galizischen und polnischen Braunkohlenlagern zusammenhängend, wahrscheinlich theils mittel- theils obermiocän.

7) Die norddeutschen Braunkohlenlager, sich durch ganz Norddeutschland, durch Preussen und Polen erstreckend.

Ausser diesen, nördlich von der Donau gelegenen Braunkohlenablagerungen sind in Deutschland hauptsächlich noch folgende zu erwähnen: das Braunkohlenbecken von Hering, südlich von Kufstein, mit einem bis zu 6 Klafter mächtigen Flötz, die Braunkohlenflötze, welche sich am nördlichen Rande der bayerischen Alpen bis in die Schweiz fortziehen (bei Miesbach nordöstlich von Tegernsee, am hohen Peissenberg östlich von Schöngau am Lech), die Braunkohlenflötze in den Thälern der Mur, Drau und Save, z. B. Parschlug im Mürzthal im nördlichen Steiermark (obermiocän), Sotzka bei Cilly im südlichen Steiermark (eocän), Radoboj an der steierisch-croatischen Grenze bei Krapina (mittelmiocän), Sagor in Krain im Savethal nahe der steierischen Grenze (untermiocän).

In England ist nur die Braunkohlenablagerung von Bovey Tracey in Devonshire bekannt, wo 7 Flötze, zusammen 70 Fuss mächtig, auftreten.

Erwähnt seien nur noch die isländischen Braunkohlen, der sog. Surtrbrandr, dessen Flötze auf dieser vulkanischen Insel zwischen basaltischen und palagonitischen Tuffen, namentlich im West- und Nordlande lagern; auch auf der zu den Faeröer gehörenden Insel Syderöe findet sich unter ähnlichen Verhältnissen Surtrbrandr, welcher eine steinkohlenartige Beschaffenheit hat.

Einige auf Braunkohlenlager bezügliche Schriften sind:

Br. von Sachsen, Ottiliae in v. Carnalls Zeitschr. für Berg-, Hütten- und Salinenwesen im pr. Staate 1859 VII. 203, vgl. auch über die Br. von Riestedt Seifert, ebendas. 1857. IV. 169.

Br. am Niederrhein bei Brühl, v. Dechen in Karstens Archiv 1856, und am Siebengebirge, v. Dechen in »Geognostischer Führer in das Siebengebirge« 1862.

Br. von Böhmen, A. E. Reuss, Umgeb. v. Teplitz u. Bilin 1840, 92;

v. Hochstetter, Jahrb. der geol. R.anst. 1856. 185 und Jokély, ebendas. 1857. 502.
Br. von Salzhausen, Tasche, Jahrb. der geol. R.anst. 1859. 521.
Br. d. Mark Brandenburg, Plettner, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1852. IV.
Br. von Hering, Reuss, N. Jahrb. f. Min. 1840. 161.
Br. von Bovey Tracey, N. Jahrb. f. Min. 1858. 224; de la Beche, Report on the Geology of Cornwall etc. 143; Philosophical transactions LI. 534; Croker, Qu. journ. of the geol. soc. XII. 1856. 354; Pengely, Philos. trans. CLII. 1862. 1019.
Br. v. Island, Sartorius v. Waltershausen, Phys. geogr. Skizze von Island 1847. 73 ff. Preyer u. Zirkel, Reise nach Island 1862.
Ueber nordamericanische Braunkohlenablagerungen vgl. Dana, Manual of geology 507.
Zincken C. F. die Braunkohle u. ihre Verwendung. Hannover 1865 .8.

Torf (Tourbe, Peat).

Der Torf ist ein bald mehr lockeres, bald mehr compactes Aggregat von in einander verfilzten und verwebten, in Zersetzung zu Kohlensubstanz begriffenen Pflanzentheilen; diese Pflanzentheile sind in der Torfmasse noch meist deutlich zu erkennen, um so deutlicher, je weniger die Zersetzung vorgeschritten und je weniger die Masse zusammengepresst ist; damit steht auch die Farbe in Zusammenhang, welche bei dem junggebildeten lockern Torf lichter und dunkler braun ist, bei dem ältern dichtern und schon mehr zur Braunkohle hinneigenden Torf bis in das pechschwarze geht.

Im trockenen Zustande ist der Torf gewöhnlich leichter als Wasser, nur selten hat er ein höheres spec. Gewicht; der getrocknete Torf saugt wie ein Schwamm das Wasser auf. Der Torf verbrennt mit mehr oder weniger lebhafter Flamme und starkem Rauch unter Entwicklung eines unangenehmen Geruchs und Hinterlassung eines meist bedeutenden Aschengehalts. Aehnlich wie Holz liefert der Torf bei der trockenen Destillation Kohle, Holzessig, Holztheer und Leuchtgas. Torf mit Kalilauge behandelt färbt diese dunkelbraun. Fikenscher erhielt bei der Destillation des Torfes aus dem Fichtelgebirge: Kohle 40¼ pct., Theer 24½ pct., wässerige Essigsäure mit essigsaurem Ammoniak 14 pct., also 78¾ pct. feste und tropfbar-flüssige Producte; 100 Gran lieferten 37 Cubikzoll brennbares Gas.

Der Torf besitzt einen geringern Kohlenstoff- und grössern Bitumen- und Aschengehalt als die Braunkohle. Es folgen einige chemische Untersuchungen von Torfen. Nessler untersuchte Torfe von Baden (bei 110^0 getrocknet) und fand:

	Muggenbronn.	Tiefenau.	Dürrheim.	Schluchsee.	Stockach.	Constanz.
Kohlenstoff	57.88	53.58	51.61	55.93	50.37	46.75
Wasserstoff	6.48	6.33	4.99	5.78	5.60	3.57
Stickstoff	6.33	1.54	2.09	1.04	2.26	2.68
Sauerstoff	25.79	26.30	32.33	36.35	32.56	32.23
Unorganisches	3.52	12.24	8.98	0.89	9.21	14.76
	100.00	99.99	100.00	99.99	100.00	99.99

Aeltere Untersuchungen a. von Fikenscher, b. c. von Regnault, d. e. von Mulder:

	a. Fichtelgebirge.	b. Vulcaire bei Abbeville.	c. Champ du Feu.	d. Friesland.	e. Holland.
Kohlenstoff	66.55	57.03	57.79	57.16	50.85
Wasserstoff	10.39	5.63	6.11	5.65	4.64
Stickstoff	2.76	2.09	—	—	—
Sauerstoff	18.59	29.67	30.77	33.39	30.25
Asche	1.70	5.58	5.33	3.80	14.25

Berthier untersuchte die Asche mehrerer Torfarten:

von Troyes.		von Vassy.		von Framont.	
Kohlens. u. Schwefel	23	Thon	11.0	Kieselsäure	40
Kalk	23	Kohlens. Kalk	51.5	Thonerde u. Eisenox.	30
Magnesia	14	Schwefels. Kalk	26.0	Kalk	30
Thonerde u. Eisenox.	14	Eisenoxyd	11.5		100
Thon u. Kieselsäure	26		100.0		
	100				

Die Torfmasse stammt grösstentheils von Sumpf- und Wasserpflanzen, Moosen, Conferven, Gramineen, Cariceen, Cyperaceen, auch Ericaceen her. Nach der Verschiedenheit der torfbildenden Pflanzen pflegt man zu unterscheiden:

a) Moostorf, namentlich durch Wassermoose, hauptsächlich Sphagnumarten gebildet.

b) Conferventorf aus im Wasser schwimmenden Pflanzen, Conferven, Najadeen, gebildet, meist ohne deutliche vegetabilische Structur.

c) Wiesentorf, hervorgegangen aus den Wurzeln und Halmen von Gräsern, Riedgräsern und Binsen (Carex, Scirpus, Eriophorum etc.).

d) Haidetorf, entstanden aus Moorhaidekräutern (namentlich Erica tetralix).

e) Holztorf, der vorzüglich aus den vermoderten Stammtheilen und Wurzeln von Waldbäumen (Weiden, Erlen) hervorging.

f) Meertorf, der aus Tangarten sich bildete.

Mit Rücksicht auf die Beschaffenheit der Masse unterscheidet man:

a) Pechtorf, pechschwarze oder schwärzlichbraune Torfmasse, fast homogen erscheinend, indem die stark umgewandelten Pflanzentheile nicht mehr oder nicht mehr gut erkennbar sind; die Masse, die im trockenen Zustande fast pechkohlenartige Beschaffenheit zeigt, wird durch den Schnitt wachsartig glänzend.

b) Rasentorf, von gelbbrauner oder holzbrauner Farbe, meist locker und aus ziemlich deutlich erkennbaren Pflanzenresten bestehend.

c) Fasertorf, bei welchem eine innig gemengte Pechtorfmasse von weniger zersetzten Pflanzentheilen durchzogen ist.

d) Papiertorf, holz- bis russbraun; die unvollkommen zersetzten Pflanzentheile bilden dünne Lagen, die sich leicht von einander ablösen; specifisch leichter als die andern Varietäten.

e) Torferde, erdige Torfsubstanz, zerreiblich und mit wenig erkennbaren Pflanzentheilen.

f) Baggertorf, eine schwarzbraune, breiartige Torfmasse, welche mit Netzen geschöpft, gebaggert wird; durch Verdunstung des Wassers trocknet sie zu einer sehr festen Masse ein, welche keine pflanzliche Structur mehr erkennen lässt. Namentlich in vielen Gegenden von Holland.

g) Vitrioltorf, eine Torfmasse, welche durch und durch von Eisenvitriol in gelöstem oder krystallisirtem Zustande durchdrungen ist, z. B. vielverbreitet in Oberschlesien.

Von den Mineralien, welche sich hier und da im Torf vorfinden, sind zu erwähnen der Markasit, der Eisenvitriol, die Blaueisenerde, in welche bisweilen pflanzliche Theile umgewandelt sind. Auch Raseneisenstein bildet mitunter Nester und kleine Schichten in den Torfen. In der Gegend von Osnabrück kommt Retinit als eine Lage im Torf vor, bei Colberg fand man Bernstein im Torf. Organische Reste, sowohl pflanzlichen als thierischen Ursprungs sind nicht selten im Torf: Stämme von Eichen, Fichten, Weiden, Erlen (bisweilen Spuren einer Bearbeitung an sich tragend), Süsswasserschnecken, Knochen von Säugethieren; auch hat man mensch-

liche Ueberreste (Menschenknochen, ganze Menschenskelette), sowie Erzeugnisse des menschlichen Kunstfleisses darin gefunden, Kähne, Gefässe, Waffen, Schmuck.

Der Torf bildet Lager von oft beträchtlicher Mächtigkeit und Ausdehnung, sowohl in beckenförmigen Niederungen, als auf hohen Gebirgsplateaus. Schichten, durch welche das Wasser nicht durchsickern kann, bringen dies zum Stagniren, die Sumpf- und Wasserpflanzen sinken beim Absterben zu Boden und liefern so das Material zur Torfbildung. Einige Torfablagerungen zeigen eine Art von Schichtung. In dem norddeutschen Tiefland, in Mecklenburg, Hannover, Ostfriesland sind Torflager weit verbreitet, auf dem hohen Veen bei Eupen und Malmedy, im Harz am Brocken und Bruchberg, auf den höchsten Plateaus des Thüringer Waldes, z. B. am Schneekopf, im Fichtelgebirge, im Erz- und Riesengebirge (Schneekoppe), am Inn entlang in Baiern, in Baden auf den Schwarzwaldplateaus bei Dürrheim, am Schluchsee, zwischen der Murg und Enz, in den Umgebungen des Bodensees, bei Sindelfingen, Brenz, Wurzach in Würtemberg. Reich an Torf sind auch Frankreich, Seeland, Schottland, Irland, Island.

Dau, Neues Handbuch über den Torf. Leipzig 1823.
v. Chamisso, Hoffmann und Poggendorff, über das Torfmoor von Linum in Karstens Archiv V. 253.
A. E. Wiegmann sen., Ueber die Entstehung, Bildung und das Wesen des Torfes. Braunschweig 1837.
Winkler, Zusammensetzung der Torfsorten des Erzgebirges. 1840.
A. Griesebach, Ueber die Bildung des Torfes in den Emsmooren aus deren unveränderter Pflanzendecke, Götting. Stud. 1845. 255.
Papius, die Lehre vom Torf. 1845.
L. Lesquereux, Untersuchungen über die Torfmoose; aus d. Franz. von v. Lengerke. Berlin 1847.
Kast, die Entstehung, Gewinnung und Nutzung des Torfes 1847.
Schinz-Gessner, der Torf, seine Entstehung, Natur und Benutzung. Zürich 1857.
Gaudin, Diluvialtorf bei Biaritz, N. Jahrb. f. Min. 1857. 84.
Nessler, Untersuchungen badischer Torfe, Bad. landwirthsch. Corresp.-Blatt 1860, 142, N. Jahrb. f. Min. 1861. 81.
Pokorny, Untersuchungen über die Torfmoore Ungarns. Sitzgsber. d. Wiener Ak. d. W. 1861.
Senft, die Humus-, Marsch-, Torf- u. Limonitbildungen. Leipzig 1862.
Petzholdt, Annal. v. T., Journ. f. pr. Ch. LXXXIII. 1 u. LXXXVI. 471.
R. Hoffmann, ebendas. LXXXVIII. 206.
Websky, ebendas. XCII. 65.

Gegenwärtig ist es keinem Zweifel mehr unterworfen, dass Torf, Braunkohle, Steinkohle und Anthracit verschiedene Stadien eines und desselben Umwandlungsprocesses sind, welcher darauf hinzielt, aus der Pflanzensubstanz den Kohlenstoff in reinem Zustande abzuscheiden, indem die in der Zersetzung weiter vorgeschrittenen Steinkohlen und Anthracite ebensowohl ursprünglich Pflanzenmassen darstellten, wie dies bei dem Torf und zum Theil auch bei der Braunkohle der Augenschein lehrt. Nur vorübergehend seien hier die abweichenden Ansichten anderer Forscher erwähnt, von C. v. Raumer, welcher in den Kohlengesteinen »nie geborene Pflanzenembryonen«, Fuchs, Andreas Wagner (1845), Boutigny (1855), Rivière (1858), welche darin Anhäufungen von Kohlenstoff sahen, der durch Zersetzung von Kohlenwasserstoff oder Kohlensäure gebildet sei.

Nach Hutton lässt unter dem Mikroskop sogar die dichteste Steinkohle Northumberlands ein netzartiges Zellengewebe nach Art der Pflanzen erkennen; in den Maschen findet sich eine zweite Art von Zellen einer bituminösen Substanz, welche beim Brennen sich eher verflüchtigt als die übrige Kohlenmasse. Göppert hat gezeigt, dass man, nachdem die Steinkohle mit Salpetersäure behandelt wurde um das Kali und die Kalisalze aufzulösen, welche sonst im Feuer mit der Kieselerde zusammenschmelzen würden, in der Asche selbst der compactesten Varietäten verschiedenartig geformte Parenchym- und Prosenchymzellen findet. Sogar in halbverbrannten nordamericanischen Anthraciten haben Bailey und Teschemacher die vegetabilischen Zellen und Gefässe deutlich nachzuweisen vermocht. Daubrée und Schimper erkannten auf den Fasern der sog. Faserkohle die mikroskopischen kreisförmig gestalteten Poren der Coniferenhölzer, welche nach Göppert grosse Aehnlichkeit mit den Araucarien haben. Neuerdings hat Dawson sehr eingehende Untersuchungen über die Pflanzenstructur der Steinkohle angestellt.

Es kann nicht Wunder nehmen, dass die ursprünglichen Formen der einzelnen Pflanzenkörper nicht mehr deutlich erkannt werden können, indem der andauernd wirkende starke Druck und die Verkohlungsprocesse die Contouren gänzlich verwischt und eine homogene Masse erzeugt haben, wie schon bei manchen Torfen die Verflössung der Pflanzenreste eine sehr innige ist. Dennoch findet man, wie zuerst Göppert beobachtete, gar nicht selten auch mitten in der compacten

Kohle Formen, selbst Oberflächensculpturen von Pflanzenkörpern, wie namentlich hier und da auf den matten Spaltungsflächen Stammformen von Sigillarien, Stigmarien, Lepidodendren zu gewahren sind. Teschemacher wies noch in den frischen pennsylvanischen Anthraciten Pflanzenformen nach. Dass im Hangenden der Steinkohlenflötze, in den sie bedeckenden feinen Schieferthonen und Sandsteinen sich Pflanzenreste, verkohltes oder abgedrücktes Laub und mehr oder weniger plattgequetschte Stämme mit verkohlter Rinde in grosser Menge finden, ist bekannt und spricht ebensowohl für die Entstehung der Steinkohle aus Pflanzenmassen, als die Thatsache, dass das Liegende englischer und americanischer Kohlenflötze deutlich ausgebreitete Wurzeln enthält. Aufrechtstehende Stämme kommen oft in grosser Anzahl in den Sandsteinen und Schieferthonen der Steinkohlenformation vor. Nach Göppert sind diejenigen Pflanzen, welche vorwaltend das Material zur Bildung der Kohlenflötze dargeboten haben, die Sigillarien, Stigmarien, Araucarien, Calamiten, Lepidodendren und Farnkräuter; wir haben es hier mit torfmoorartigen Dickichten von schilfrohrähnlichen colossalen, schnell wachsenden und stark ins Holz schiessenden Schäften zu thun, mit einer Morast- und Strandvegetation, wachsend auf weiten Flächen von Marschland.

Der eigentliche Process, durch welchen die ursprünglichen Pflanzenmassen in Kohle umgewandelt wurden, scheint der einer sehr langsam vor sich gegangenen Zersetzung gewesen zu sein, welcher durch den Abschluss der Luft, den Druck der aufruhenden Gebirgsschichten, die höhere Temperatur im Innern der Erde und eine stetige Durchwässerung wesentlich unterstützt wurde; vergleicht man die chemische Zusammensetzung der einzelnen Glieder der Kohlenreihe von dem kaum verkohlten Torf, durch die Braunkohle, Steinkohle hindurch bis zu der vollkommensten Kohle, dem Anthracit, so wird es klar, dass dieser Process hauptsächlich in einer Abscheidung des Wasserstoffs, Sauerstoffs und Stickstoffs aus der Pflanzensubstanz und einer »immer reinern Darstellung des Kohlenstoffs« besteht.

Kremers zeigte, dass aus der Steinkohle jede Spur von unversehrter Holzfaser verschwunden ist; die Holzfaser ist es nämlich, welche bei der Destillation des Holzes die Bildung von Essigsäure bewirkt. Selbst die zersetzteste Braunkohle lässt unter ihren

Destillationsproducten noch Essigsäure erkennen, als Zeichen der noch vorhandenen Holzfaser, während die Steinkohle kein solches Destillationsproduct mehr liefert (Poggend. Ann. LXXXIV. 74).

Daubrée vermochte Tannenholzstückchen in verhältnissmässig sehr kurzer Zeit durch die Wirkungen des überhitzten Wassers in vollkommenen, schwarzen und starkglänzenden Anthracit zu verwandeln.

Was die eigentliche Bildungsweise der Steinkohlenflötze anbelangt, so stehen sich hier zwei Ansichten gegenüber, welche wohl beide zusammen, wie es scheint begründet sind. Die eine Ansicht nimmt an, dass die kohlenbildenden Pflanzen an Ort und Stelle gewachsen seien, die andere erblickt in dem Material der Kohlenflötze Anschwemmungen von Treibholzmassen. Diejenigen Kohlenflötze, welche bei nicht sehr beträchtlicher und sich gleichbleibender Mächtigkeit über weite Strecken ausgedehnt sind, scheinen in der That wie erwähnt durch eine torfmoorähnliche Vegetation an Ort und Stelle gebildet zu sein, wobei der oft mit Wurzeln erfüllte Schieferthon den Untergrund darbot. Indem so weitaus die meisten Kohlenflötze sich da befinden, wo die Pflanzen, aus deren Umwandlung sie hervorgingen einst wuchsen, dürften andere Kohlenvorkommnisse, namentlich die mächtigen Lagerstöcke, die in dem marinen Kohlenkalk und Culm eingeschalteten, sowie die durch ihre sehr wechselnde Mächtigkeit sich auszeichnenden Kohlenflötze, wohl als ehemalige Treibholzmassen anzusehen sein, welche in derselben Weise zusammengeschwemmt sind, wie dies noch heute von den grossen Strömen Nordamericas und Sibiriens geschieht.

Für gewisse Steinkohlenvorkommnisse hat man die Ansicht aufgestellt, dass sie zum grössten Theil einer Verkohlung von angehäuften thierischen Leibern ihre Entstehung verdanken. Leopold von Buch nahm für einige Steinkohlen der Alpen diesen Ursprung an, Studer hat ihn für die Kohle von Boltigen im Simmenthal sehr wahrscheinlich gemacht; nach v. Heyden stammt auch die Kohle von Carpano und Paradese um Albona in Istrien von mumisirten Thierleibern her, weil sich keine Spur einer Pflanze in der Ablagerung findet, dagegen in der Nähe derselben und namentlich in den die Flötze durchsetzenden Bergmitteln zerbrochene und zerquetschte, durch kohlig-kalkiges Bindemittel verkittete Schaalen sich in ungeheurer Menge anhäufen; auch fanden sich im Flötze

die Kerne von Planorben als Kohle. Die Kännelkohle von Ohio ist nach Newberry ebenfalls wenigstens zum Theil animalischen Ursprungs.

Bailey, Structur der Kohlen, Am. journ. of sc. (2) I 407.

Teschemacher, ebendas. (2) IV. 420.

J. W. Dawson, Pflanzenstructur d. Steinkohle, Qu. journ. of the geol. soc. 1859. XV. 626; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1860. 571.

Johnston, Bildung der Steinkohle, Brit. Versamml. zu Glasgow, Bibl. universelle de Genève 1840. XXX. 413.

H. R. Göppert, Preisschrift über die Bildung der Steinkohle. Leyden 1848. Poggend. Ann. LXXXVI. 482.

G. Bischof, Bildung der Steinkohle, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 2. Aufl. I. 745.

Sorby ebendarüber, Edinb. new philos. journ. III. 112; IV. 317; VII. 266.

Boutigny, Bildung der Steinkohle aus Kohlenwasserstoff, Comptes rendus XL. 1855. 456.

Rivière, ebendar., Comptes rendus XLVII. 1858. 646 u. N. Jahrb. f. Min. 1859. 463.

Ueber animalische Steinkohlen:

L. v. Buch, Geognostische Beobachtungen auf Reisen u. s. w. I. 185.

Studer, Geologie der westlichen Schweizeralpen S. 277.

v. Heyden, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1853. V. 270.

Newberry, Am. journ. of sc. (2) XXIII. 1857. 212. und N. Jahrb. f. Min. 1858. 852.

Asphalt.

(Erdpech, Asphaltum, Compacte Bitumen, Bitume solide.)

Der Asphalt, welcher sich häufig als Beimengung kalkiger, sandiger, thoniger Gesteine, bisweilen auch, indessen seltener als selbständige Anhäufung findet, wird am besten als Anhang zu den Kohlengesteinen aufgeführt.

Er bildet eine dunkelbraune bis schwarze, fettartig glänzende Masse von pechähnlichem Aussehen, welche in der Hitze des siedenden Wassers schmilzt. Der Bruch ist vollkommen muschelig, die Härte = 2, das spec. Gewicht = 1.1—1.2. Der Asphalt wird durch Reiben negativ electrisch und entwickelt einen stark bituminösen Geruch.

Der Asphalt entzündet sich leicht und verbrennt mit starker lebhafter Flamme unter Entwicklung eines dicken Rauchs und bituminösen Geruchs, wobei nur ein geringer Aschengehalt zurückbleibt; die Producte der trockenen Destillation sind brenzliches Oel,

wenig ammoniakhaltiges Wasser, brennbare Gase und ein Drittel seines Gewichts an Kohle, welche durch etwas beim Verbrennen zurückbleibende Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxyd verunreinigt ist. Die Elementarzusammensetzung des Asphalt besteht aus Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff (und Stickstoff), wie es scheint in nicht ganz bestimmten Verhältnissen. Boussingault fand, dass wasserfreier Alkohol etwa 5 pct. eines gelben, in Aether leicht löslichen Harzes aus dem Asphalt auszieht, welches er Petrolen nannte; von den in Alkohol unlöslichen 95 pct. werden an Aether 70 pct. eines Harzes abgetreten, dessen Auflösung eine braune Farbe zeigt, während es selbst schwarz erscheint; es löst sich in Steinöl und ätherischen Oelen; die auch in Aether unlöslichen 25 pct. des Asphalt bilden einen Körper, welchen Boussingault Asphalten genannt hat, zusammengesetzt aus 75.5 Kohlenstoff, 9.9 Wasserstoff und 14.8 Sauerstoff; er hat schwarze Farbe und löst sich in Terpentin und Steinöl (Boussingault in Annales de chimie et de physique LXIV. 141 und Annalen der Pharmacie 1837. XXIII. 261).

In manchen Gegenden kennt man Sandsteine, auch Kalksteine, welche von Asphalt in mehr oder weniger grosser Menge durchdrungen sind. Die Molasse und Nagelflue von Seyssel an der Rhone in Frankreich, der Neocomkalk im Val de Travers bei Neufchatel sind reichlich mit Asphalt imprägnirt (Annal. d. Chem. u. Pharm. LXXXVII. 139; Archives des sc. phys. et natur. 1856. 165). Der bituminöse Sand von Bechelbronn im Elsass bildet im tertiären Gebirge Lager bis zu 2 Meter gewöhnlicher Mächtigkeit und beträchtlicher Länge; der mittlere Bitumengehalt des Sandes ist 2 pct.; ähnliche bituminöse Sande finden sich zu Soultz-sous-Forêts und Schwabswiller; bedeutend reicher an Bitumen ist der tertiäre Süsswasserkalkstein von Lobsann im Elsass, welcher 10, 12, selbst 18 pct. davon enthält (Daubrée in Bull. de la soc. géol. (2) VII. 1850. 444). Anderswo gibt es Ablagerungen von reinem Asphalt, z. B. bei Avlona in Albanien (von Klaproth untersucht, Beiträge III. 315), auf der Insel Trinidad, wo in einem fast stundenweit ausgedehnten Asphaltgebiet ein See liegt (Webster, Edinb. new phil. journal XVIII. 331 und Jahrb. f. Min. 1833. 629; auch Wall, Quart. journ. of geol. soc. XVI. 467 und Manross, Am. journ. of sc. (2) XX. 1855. 152); bekannt als Asphaltsee ist das todte Meer in Palästina; erwähnenswerth sind noch das bei Velber unweit Hannover wenige

Fuss unter der Oberfläche befindliche ziemlich mächtige Asphaltlager (N. Jahrb. f. Min. 1845. 610), und das Asphaltvorkommniss von Darfeld westlich von Münster in Westphalen, welches Spalten im mergeligen Kreidekalk erfüllt (Becks in Pogg. Ann. XLVII. 397).

Merkwürdig sind die Asphaltvorkommnisse, welche sich in den krystallinischen Schiefern Schwedens, namentlich in den diesen untergeordneten Magneteisen- und Eisenglanzlagerstätten, z. B. von Dannemora finden. Auch auf dem Eisensteinlager zu Markoldendorf im Fürstenthum Hildesheim, in den Nieren von thonigem Brauneisenstein bei der Carlshütte am Elligser Brinke im Herzogthum Braunschweig, im Gypse von Weentzen im Hannöverschen Amt Lauenstein kennt man Asphalt (Hausmann).

Hierher gehören auch die flüssigen Erdöle (Bergöl, Steinöl, Bergtheer, Naphta, Petroleum). Quellen von Erdöl sind auf der Halbinsel Abscheron und an der ganzen Küste des kaspischen Meeres zwischen Baku und Skallian, bei Bechelbronn und Lobsann im Elsass, am Berge Zibio bei Sassuolo in Modena, bei Puy de la Poix unfern Clermont in der Auvergne u. a. O. seit langer Zeit bekannt und namentlich in neuerer Zeit in ungeheurer Menge und Ergiebigkeit in Nordamerica aufgefunden worden, wo sie Gegenstand einer grossartigen Gewinnung sind. Aus den Gesteinen der Chemung-Gruppe (Oberdevon) in den Grafschaften Erie, Seneca, Cattaraugus des Staats New-York entspringen bedeutende Oelquellen. Die Oelbrunnen von Pennsylvanien und Ohio sind in devonischen und subcarbonischen Sandsteinen abgeteuft und durchsinken oft die darüberliegenden carbonischen Schichten; namentlich zu Mecca in der Grafschaft Trumbull in Ohio, zu Titusville am Oil-Creek in Pennsylvanien und am Little Kanawha in Virginien.

Längs des ganzen nördlichen Karpathen-Abhangs in Galizien durch die Bukowina bis in die Moldau hinein ziehen sich reichhaltige Quellen von Erdöl, welche in Galizien aus eocänen und miocänen Ablagerungen zu Tage treten; diese Schichten sind indessen nicht die Bildungsstätten des Erdöls, sondern es steigt aus grösserer Tiefe aus einer unbekannten Formation bituminöser Schiefer oder Kohlen empor.

Vgl. über nordamericanische Erdölquellen: Petermanns geogr. Mittheil. 1861. 151 und Koners Zeitschr. f. Erdkunde 1862. 279.
E. B. Andrews, Am. journ. of sc. (2) XXXI. 1861. 85.

St. Hunt, ebendas. (2) XXXIV. 1862. 157.
Erdöl in Galizien, F. v. Hochstetter, Sitzungsber. d. geol. R.anst. XV. 1865. 78.
F. Posepny, ebendas. 79.

Der Ursprung dieser Bitumenstoffe ist wahrscheinlich ein mehrfacher; einestheils geben zweifelsohne sowohl die sich umwandelnden Pflanzensubstanzen als die verwesenden Thierleiber zu ihrer Entstehung Anlass. Da wo Braunkohle sich in Steinkohle, Steinkohle sich in Anthracit verwandelt, ein Process der auf eine reinere Darstellung des Kohlenstoffs hinarbeitet, findet nothwendigerweise ein Entweichen von Bitumen statt, welches alsdann zur Abscheidung gelangen kann. Massenhafte Entwicklungen von Kohlenwasserstoffgasen und Bergölen sind in gar manchen Steinkohlengebieten bekannt. Das Bitumen, welches animalische Ueberreste begleitet, welches Muschelschaalen ausfüllt und an Fischabdrücken hängt, bekundet deutlich seine Abstammung von verwester thierischer Masse; vielleicht rührt mehr Bitumen von zersetzten animalischen Körpern als von Pflanzen her. Zu der Anhäufung solcher Asphalt- und Bergölmassen scheinen Destillationsprocesse im Innern der Erde mitgewirkt zu haben. Der Asphalt der Insel Trinidad, welcher dort in miocänen Becken vorkommt, soll nach Wall durch eine eigenthümliche Zersetzung direct aus vegetabilischem Detritus hervorgehen. Die Asphaltvorkommnisse auf Erzlagerstätten und im krystallinischen Schiefergebirge sind noch immer räthselhaft.

Auf der andern Seite ist die Möglichkeit wohl nicht abzuläugnen, dass auch durch directes Zusammentreten seiner Bestandtheile sich Bitumen bilden kann.

Brandschiefer.

(Oelschiefer, Schiste bituminifère, Pyroschiste, Bituminous flagstone, Bituminous shale.)

Der Brandschiefer ist ein pechschwarzes bis braunschwarzes, ausserordentlich reichlich mit Bitumen imprägnirtes Schiefergestein. Dünn- und geradschieferig lässt es sich in sehr dünne Platten spalten, welche auf den Spaltungsflächen schimmern und fettglänzenden Strich zeigen. Des grossen Bitumengehaltes wegen reihen wir die Brandschiefer den Kohlengesteinen an; die Imprägnation mit bitu-

minöser Materie ist meist so stark, dass der Brandschiefer im Feuer mit blauer, stark russender Flamme unter Entwicklung eines schwefelig-harzigen Geruches brennt, dabei weisslich und leichter wird, aber ohne in Asche zu zerfallen seine Schieferung bewahrt. Das Bitumen hat sich bisweilen als dünne, fettglänzende Erdpechlagen auf den Schichtungsfugen angesammelt.

Ueberreste von Fischen und Pflanzen sind nicht selten in den Brandschiefern; ihr Bitumengehalt scheint ebenso sehr, wenn nicht mehr, von thierischen Leibern, als von pflanzlichen Substanzen abzustammen.

Namentlich in der carbonischen, der Dyas- und Liasformation finden sich sowohl vereinzelte Schichten als ganze Schichtensysteme von Brandschiefer; doch kennt man dieselben auch schon mehrfach im Gebiete der Uebergangsformation.

In dem Devon des nördlichen Schottland sowie der Orkney-Inseln kommen ausgezeichnete Brandschieferschichten vor. Graf Keyserling beschreibt ein wenigstens 800 Fuss mächtiges Schichtensystem von dünngeschichteten, dunkelbraunen bis sammtschwarzen Brandschiefern, welche an der Uchta im südlichen Theil der Bergkette Timan (im arktischen Ural) unter $63\frac{1}{2}^0$ nördlicher Breite auftreten und dort Domanik genannt werden; der Glühverlust durch Entweichung des Bitumen beträgt bei diesem Gestein 48 pct.

Von denen, welche vorzugsweise den Schieferthonen und Sandsteinen der obersten Etage eingelagert, der Steinkohlenformation angehören, seien die in dünnen Blättern fast elastischen Brandschiefer von Libowitz, Stern und Jedomelitz im böhmischen Bassin von Schlan-Rakonitz, die ebenfalls sehr bituminösen von Burdiehouse unfern Edinburgh, sowie diejenigen erwähnt, welche in den vielen kleinen französischen Steinkohlenbassins reichlich vertreten sind, z. B. bei Decize, Commentry, Montluçon, Saint-Gervais und Autun, wo ihre Mächtigkeit zwischen Epinac und Igornay über 300 Fuss beträgt.

Im Rothliegenden kennt man an mehrern Punkten ausgezeichnete Brandschieferschichten, z. B. bei Oslawan in Mähren, wo 3, bei Salhausen, unfern Oschatz in Sachsen, wo 6—7 Flötze übereinanderliegen, von denen das mächtigste 18 Fuss stark ist; auch bei Grüna, unfern Chemnitz in Sachsen und nach Beyrich zwischen Trautenau und Hohenelbe in Böhmen; das Rothliegende bei Erben-

dorf in Bayern enthält nach Gümbel vier Brandschieferflötze mit zahlreichen Fischresten.

In der Liasformation treten ebenfalls sehr bitumenhaltige Brandschiefer auf; die schwarzen Schiefer von Boll und Holzmaden in Würtemberg sind so mit Bitumen und thierischem Oel getränkt, dass sie sich wie Bretter sägen und hobeln lassen; ähnliche Vorkommnisse sind die Brandschiefer von Seefeld in Tyrol, von Walgau in Bayern, von Ubstatt zwischen Carlsruhe und Heidelberg, von Lyme-Regis im südwestlichen England.

Murchison, Brandschiefer von Nordschottland, Quart. journ. of the geol. soc. 1859. XV. 394.

Keyserling, Domanikschiefer, Wissenschaftl. Beob. auf einer Reise in das Petschoraland 1846. 396.

v. Newicki, Brandschiefer aus dem Schlan-Rakonitzer Kohlenbassin Lotos III. 1853. 110.

v. Hauer, Brandschiefer von Oslawan in Mähren, Sitzgsber. d. Wien. Akad. d. W. 1850 160.

Beyrich, Brandsch. v. Hohenelbe, Ber. d. Berliner Akad. d. W. 1 45. 25.

Gümbel, Beiträge zur Flora der Vorzeit, namentlich des Rothliegenden bei Erbendorf 1860.

Bronn, Schiefer aus d. Murgthale, N. Jahrb. f. Min. 1850. 577.

Schafhäutl, Brandschiefer von Seefeld und Walgau, Geogn. Untersuch. des südbayer. Alpengebirges. 1851. 25.

St. Hunt, Br. v. Canada, Am. journ. of sc. XXXV. 157.

Whitney, Rep. on the geol. survey of Jowa I. 183.

Guano.

(Huano altperuanisch für Mist.)

Auch den Guano reihen wir wegen seiner Entstehung aus organischen Wesen den Kohlen an. Sein grosser Gehalt an phosphorsaurem Kalk weist ihm auch neben dem Phosphorit eine Stelle an.

Der Guano, der an einigen Punkten der Erde Massen von bedeutender Ausdehnung zusammensetzt, bildet weissliche, graugelbe, gelbbraune, mitunter auch schmutzigrothe Anhäufungen, entweder erdig oder auch wohl von grösserer Härte, meistens mit sehr unangenehmem Geruch nach faulem Harn, bestehend vorwiegend aus Kalk, Ammoniak, Phosphorsäure, Harnsäure, Oxalsäure, Ulminsäure.

Der Guano wird, an der Luft erhitzt, unter Entwicklung von brenzlich riechenden Dämpfen schwarz, und schmilzt zu einer fast metallisch glänzenden coaksähnlichen Kugel, wird dann bei weite-

rer Erhitzung weiss und mehlig und braust mit Salzsäure betröpfelt auf. In Salzsäure ist der Guano zum Theil mit schön gelbbrauner Farbe oft auch unter Brausen auflöslich, mit Kalilauge erhitzt löst er sich unter starker Entwicklung von Ammoniak zum grossen Theil zu einer braunen Flüssigkeit auf, aus welcher Salzsäure gelbbraune Flecken von Ulminsäure niederschlägt (Senft).

Die chemische Zusammensetzung des Guano ist ausserordentlich verschieden. Die besten Guanosorten enthalten nur eine äusserst geringe Menge von phosphorsaurem Kalk und sind dafür reich an Stickstoffverbindungen; so beschaffen ist namentlich der peruanische Guano; der erdige Guano besitzt einen grossen Gehalt an Phosphorsäure und ermangelt der Stickstoffverbindungen fast ganz; diese Verschiedenheit ist namentlich den Wirkungen häufiger Regen zuzuschreiben, welche die löslichen Salze auswaschen, den phosphorsauren Kalk zurücklassen, und denen die peruanischen Küsten fast gar nicht ausgesetzt sind, da die Andes alle Feuchtigkeit aufnehmen. Völkel fand in einem Guano: harnsaures Ammoniak 9.0; oxalsaures Ammoniak 10.6; oxalsauren Kalk 7.0; phosphorsaures Ammoniak 6.0; phosphorsaure Ammoniak-Magnesia 2.6; schwefelsaures Kali 5.5; schwefelsaures Natron 3.8; Chlorammonium 4.2; phosphorsauren Kalk 14.3; Thon und Sand 4.7; organische Materie, etwas lösliches Eisensalz und Wasser 32.3. Aus Nesbits 15 Analysen des Guano der Chincha-Inseln ergibt sich als Mittel: Organische Stoffe (Säuren) und Ammoniak-Salz 52.52; phosphorsaurer Kalk 19.52; Phosphorsäure 3.12; alkalische Salze 7.56; Kieselsäure und Sand 1.46; Wasser 15.82. Higgins und Bickell fanden in dem columbischen Guano: Kalk 39.01; Magnesia 0.22; Eisenoxyd 0.11; Phosphorsäure 43.50; Schwefelsäure 7.08; Chlor Spuren; Wasser und organische Materie 10.75; Sand 0.02.

Der Guano ist das Product der aufgehäuften Excremente verschiedener in grosser Menge beisammen lebender Seevögel, namentlich der Pelicane, Fettgänse und Möven. Nach der Ansicht Anderer, namentlich von v. Etzel, ist der Guano nicht, oder wenigstens nicht ausschliesslich Vogelmist, sondern besteht aus den verfaulenden Körperüberresten von Seevögeln und Robben, von denen sich Gerippe, Federn, Klauen, Zähne nicht selten im Guano finden; diese Thiere sollen sich an bestimmte Orte begeben, sobald sie ein Gefühl ihres herannahenden Todes verspüren. Wahrscheinlich

liefern sowohl die Leichen als der Mist der Seethiere das Material zur Guanobildung.

Die Hauptvorkommnisse der Guanoablagerungen sind folgende:

a) Der Guano Perus, in ungeheuren Ablagerungen auf den Inseln längs der Küste von Peru, zwischen dem 2.° und 21.° südl. Breite, von der Payta-Bai an bis zur Mündung des Rio Loa zerzerstreut. Aufwärts von Süden an nach dem Aequator zu folgen die hauptsächlichsten Guanoinseln: Chipana, Huanillos, Punta de Lobos, Pabellon de Pica, Puerto ingles, Islas patillos, Punta grande, Isla de Iquique (nördlich davon unter 13° südl. Breite liegen die drei vielbesuchten Chinchas-Inseln Chinchas, Ballesta und Isla Blanca), Pisagua, Ilo, Jesus y Cocotea, Lobos de Terro und Lobos de Afuero. Der Guano ruht auf Granit, Gneiss, Syenit, Syenitporphyr, zuweilen in geneigten, auf Chipana in fast senkrechten Schichten. Die Mächtigkeit der Guanoablagerungen steigt bis zu 32 Fuss.

b) Der Guano Patagoniens findet sich an der Ostküste, auf den Inseln und Klippen der Spiringsbucht, sowie der Desvelos- oder Watchmansbucht, im Süden des Cap Blanco unter dem 47.° südl. Breite. Auf den mit steilen Küsten in das Meer stürzenden Inseln erheben sich die Guanolager in flachgewölbten Hügeln mehrere hundert, ja bisweilen tausend Fuss Höhe erreichend.

c) Im stillen Ocean in der Nähe des Aequators zwischen 155° und 180° westl. Länge von Greenwich liegen die mit einer bis zu einigen Fuss dicken Guanoschicht bedeckten Korallriffe Bakers-, Howlands- und Jarvis'-Island. Ihr Guano ist nach Hague ausserordentlich reich an phosphorsaurem Kalk.

d) Der Guano Africas lagert an der Südwestküste auf den Klippen der Saldanha-Bai und auf Jehaboe (32° südl. Breite und 36° westl. Länge von Ferro).

Boussingault in Comptes rendus 1860. LI. 844 und N. Jahrb. f. Min. 1861. 206.
Snowden Piggot, Am. journ. of sc. (2) XXIII. 1857. 120.
Higgins und Bickell, ebendas. 121.
J. D. Hague, Am. journ. of sc. (2) XXXIV. 1862. 224.
K. v. Scherzer, Reise der öst. Fregatte Novara 1862. III. 309.
C. Janisch, mikroskopische Untersuchungen über Guano (welcher zahlreiche Diatomeen enthält), Abhandl. d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur. 1861. II. 151. 1862. I. 1.
Malaguti, l'Institut XXIX. 1861. 308.

Gemengte krystallinisch-körnige Gesteine.

Allgemeines über mineralische und chemische Zusammensetzung.

Die gemengten krystallinisch-körnigen Gesteine werden der Hauptsache nach aus folgenden wenigen Mineralien zusammengesetzt: Quarz, Orthoklas (Sanidin), Oligoklas, Labrador, Anorthit, Nephelin, Leucit, Hornblende, Augit, Kaliglimmer, Magnesiaglimmer, Olivin, Magneteisen. Diese Mineralien sind zwar in sehr verschiedenen Combinationen zu Gesteinen verbunden, doch erfolgen diese Combinationen, wie es scheint, in einer gewissen Gesetzmässigkeit, indem manche Mineralien sich bis jetzt noch nicht zusammen vereinigt gefunden haben, andere dagegen sich gegenseitig zu bedingen scheinen. Schon früher wurde bei der allgemeinen Beschreibung der Mineralien auf diese Verhältnisse hingedeutet, und dieselben bei den einzelnen erläutert. Ueber die Wichtigkeit solcher Untersuchungen vgl. Breithaupt in seiner trefflichen Paragenesis der Mineralien (1849. 6).

Ebenso gering ist auch die Anzahl der chemischen Stoffe, aus welchen diese Gesteine bestehen; es sind namentlich Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxyd, Eisenoxydul, Kalk, Magnesia, Kali und Natron, welche jene Mineralien bilden; andere Säuren und Basen treten darin nur untergeordnet und selten auf. Der Natur der Sache nach stellt ein einzelnes Gestein keine Verbindung nach festen Verhältnissen dar, es ergibt sich vielmehr, dass dasselbe eine im Ganzen ziemlich schwankende allgemeine chemische Zusammensetzung besitzen muss. Diese Schwankungen erfolgen jedoch innerhalb gewisser Grenzen und binden sich an ein gewisses Maass; man kann so aus den chemischen Analysen ein typisches Mittel berechnen, in dessen Nähe die andern für das Gestein gefundenen Zusammensetzungen fallen. Gleichfalls leuchtet schon im Voraus die Möglich-

keit ein, dass zwei Gesteine von ganz abweichender mineralogischer Zusammensetzung dennoch in ihrer allgemeinen chemischen Constitution einander sehr nahe stehen können. Darin liegt der Grund, dass die Classification dieser Gesteine zweckmässiger von der mineralogischen als von der chemischen Constitution derselben ausgeht. Man kann aus der allgemeinen chemischen Zusammensetzung wohl auf grössere Gesteinsgruppen, indessen nicht mit Sicherheit auf irgend ein bestimmtes Gestein schliessen.

Die allgemeine chemische Zusammensetzung eines gemengten Gesteins wird durch die sog. Bauschanalyse ermittelt. Damit diese in der That der Ausdruck der mittlern Zusammensetzung eines solchen Gesteins sein soll, ist es vor allem nöthig, dass das Material, mit welchem sie vorgenommen wird, dieser Anforderung genüge. Man wird demzufolge am zweckmässigsten eine grössere Menge des Gesteins pulvern und das Pulver innig mengen, so dass selbst die geringe Quantität des letztern, welche man zur Analyse verwendet, die durchschnittliche mineralische Zusammensetzung darstellt. Würde man ein kleines Gesteinsstück direct der chemischen Untersuchung unterwerfen, so liefe man Gefahr, vielleicht gerade ein solches gewählt zu haben, in welchem ein Gemengtheil unverhältnissmässig vorwaltet. Namentlich ist diese Maassregel bei grobkörnigen Gesteinen ganz unerlässlich, wenn man einigermaassen sicher sein will, dass das Resultat der Analyse wirklich die mittlere Zusammensetzung ausspricht.

Will man nicht speciell über die Zersetzungsprocesse, welche in einem Gestein vor sich gegangen sind, Untersuchungen anstellen, so muss man darauf Bedacht nehmen, möglichst frische und unverwitterte Varietäten zur Analyse zu wählen, da nur diese einen Aufschluss über die ursprüngliche Zusammensetzung zu gewähren im Stande sind.

Die grösste Schwierigkeit bietet bei der Ausführung der Analysen die genaue Bestimmung der Alkalien, welche gerade von grossem Gewicht ist. Nur bei den wenigsten Analysen ist die Trennung von Eisenoxyd und Eisenoxydul vorgenommen, welche allerdings umständlich, aber in noch höherm Grade wünschenswerth ist. Auch die Bestimmungen des Wassers, sowie die kleiner Mengen von Titansäure scheinen häufig nur mangelhaft oder nicht fehlerfrei durchgeführt worden zu sein. Namentlich ältere Analysen sind

es, welche mit diesen Mängeln behaftet erscheinen und welche nur mit Vorsicht Rechnungen und Vergleichungen zu Grunde gelegt werden dürfen. »Man konnte früher kaum umhin, es für eine Art von chemischem Luxus zu halten, eine gemengte Gebirgsart mit derselben Sorgfalt zu analysiren, wie einen Feldspath oder Glimmer,« sagt einer unserer verdientesten Chemiker.

Der bei der Bauschanalyse eines Silicatgesteins am zweckmässigsten einzuschlagende Weg kann, als dem Gegenstande dieses Lehrbuchs zu entfernt liegend, hier keine Besprechung finden.

Die Bestimmung der Kieselsäure, des wichtigsten der zusammensetzenden Stoffe, nimmt Scheerer auf eine rasche und namentlich für Vergleichungen der Kieselsäuremengen verschiedener Gesteine genügend sichere Weise vor, indem er die gepulverten Gesteine mit trockenem kohlensaurem Natron zusammenschmelzt. Aus der durch die ausgetriebene Kohlensäure entstehenden Differenz des Gewichts vor und nach der Schmelzung wird die Kieselsäuremenge berechnet. Vgl. über diese sog. Schmelzprobe Annal. d. Chem. u. Pharm. CXVI. 129 und Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 36.

So lange die Veranstaltung der Bauschanalyse eines Gesteins keinen andern Zweck verfolgt, als die procentale chemische Zusammensetzung desselben zu ermitteln, ist sie von keinem bedeutenden Belang; dann erhält sie aber ein besonderes Gewicht, wenn man versucht, an der Hand derselben Schlüsse auf die Natur der constituirenden Mineralien abzuleiten oder selbst das relative Mengungsverhältniss der letztern zu bestimmen. Für derartige Schlüsse lassen sich nicht wohl feste Regeln aufstellen; in folgendem möge an einigen Beispielen gezeigt werden, auf welche Weise man bei ihnen verfährt.

Da der Orthoklas das sauerste der in den Gesteinen vorkommenden Silicate ist, so muss ein gemengtes Orthoklasgestein, dessen Kieselsäuregehalt das Maximum des für den Orthoklas gefundenen Kieselsäuregehalts übersteigt, nothwendigerweise freie Kieselsäure als Quarz enthalten.

Indem der Kieselsäuregehalt der Hornblende bei weitem geringer ist, als der des Orthoklas, muss ein Orthoklas-Hornblendegestein (z. B. Syenit), dessen Kieselsäuregehalt dem des Orthoklas gleichkommt, gleichfalls freie Kieselsäure enthalten.

Der Kieselsäuregehalt der als Gesteinsgemengtheile vorkom-

menden thonerdehaltigen Augite beträgt im Minimum circa 47 pct., der der Labradore im Maximum 56 pct. Ein ausschliesslich aus Labrador und Augit zusammengesetztes unverändertes Gestein muss demnach einen Kieselsäuregehalt besitzen, welcher zwischen 47 und 56 pct. schwankt und zwar wird dasselbe um so augitreicher sein, je mehr jener sich der erstern Zahl, um so labradorreicher, je mehr er sich der letztern Zahl nähert; sinkt der Kieselsäuregehalt unter 47, so muss ausser Labrador und Augit noch ein anderes Mineral vorhanden sein, welches den Kieselsäuregehalt herabdrückt (etwa Magneteisen oder ein basischeres Silicat, wie Chlorit, mit 34 pct. Kieselsäure im Maximum); übersteigt der Kieselsäuregehalt 56 pct., so deutet dies die Gegenwart eines Silicats im Labrador-Augitgestein an, welches saurer ist, als der Labrador; da indessen bis jetzt Labrador noch nicht mit saurern Feldspathen zusammenvorkommend beobachtet wurde, so ist in diesem Falle wahrscheinlich der den Augit begleitende klinoklastische Feldspath gar kein Labrador, sondern etwa Oligoklas. Man dürfte also nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnisse behaupten, dass in einem Gestein, dessen Kieselsäuregehalt 56 pct. übersteigt, überhaupt kein Labrador mehr vorkommt, wenn nicht etwa Quarz zugemengt ist; Oligoklasgesteine können indessen ihrerseits unter diesen Gehalt herabsinken.

Bei einem Gestein, welches Orthoklas und Oligoklas enthält, vermag man häufig aus dem Verhältniss von Kali und Natron in der Bauschanalyse auf das Vorherrschen des einen oder andern Feldspaths zu schliessen.

In einem Gestein, welches nur aus Orthoklas (Sanidin) und Quarz besteht (z. B. manche Quarztrachyte) kann man einfach das relative Mengungsverhältniss aus der Bauschanalyse ermitteln. Berechnet man die Sauerstoffzahlen für die gefundenen einzelnen Bestandtheile, so wird es sich ergeben, dass die Sauerstoffsumme der Monoxyde zu der der Sesquioxyde in dem Verhältniss von 1 : 3 stehen wird, dem des Orthoklas; da in dem Orthoklas der Sauerstoff der Kieselsäure dreimal so viel beträgt als die Summe des Sauerstoffs der Monoxyde und Sesquioxyde, so wird es nur einer Multiplication dieser Summe mit 3 bedürfen, um diejenige Sauerstoffmenge zu ermitteln, welche der Kieselsäure des Orthoklas entspricht. Zieht man diese nun von dem für die gefundene Kieselsäure des Gesteins berechneten Sauerstoff ab, so stellt der Rest die

Sauerstoffmenge des Quarz, welcher mit dem Orthoklas gemengt ist, dar. Man braucht also blos noch zu berechnen, wie viel Kieselsäure dieser übrig bleibenden Sauerstoffmenge entspricht, um den Quarzgehalt des Gesteins zu finden; der Orthoklasgehalt ergibt sich alsdann durch einfache Subtraction von 100.

Bei allen solchen Deutungen, welche man ausschliesslich aus der Bauschanalyse abzuleiten versucht, muss man darauf Rücksicht nehmen, nicht eine Combination von Mineralien zu erhalten, welche die bisherigen Beobachtungen noch nicht kennen gelehrt haben. Es sind hier namentlich jene auf Erfahrung gegründeten Regeln über das Zusammenvorkommen und gegenseitige Ausschliessen der Mineralien, wie sie früher bei der allgemeinen Beschreibung derselben mitgetheilt wurden, zu beobachten. Auf Grund der Bauschanalyse z. B. ein Gestein als eine Combination von Quarz, Leucit und Anorthit zu betrachten, würde mit grosser Unwahrscheinlichkeit verknüpft sein.

Wenn man ausser der Bauschanalyse auch Analysen der einzelnen Gemengtheile anstellt, so ist in manchen Fällen eine Ermittelung der Quantitätsverhältnisse der letztern durch eine geschickte Interpretation der Analyse möglich; man setzt dabei voraus, dass die einzelnen Gemengtheile so zusammengesetzt seien, wie die zur Analyse verwandte Parthie derselben. Die Interpretation wird natürlich um so einfacher und richtiger sein, je weniger Gemengtheile man zu berücksichtigen hat, während sie bei Gesteinen, welche aus einer grössern Anzahl derselben zusammengesetzt sind, ebenso schwierig als wenig verlässlich ist. Man pflegt bei der Berechnung von den Basen auszugehen und sich nicht an die chemischen Bestandtheile selbst, sondern deren Sauerstoffmengen zu halten.

Eine von Haughton herrührende Methode zur Berechnung des Mengungsverhältnisses eines gemengten Gesteins sei durch folgendes Beispiel erläutert (vgl. Qu. journ. of the geol. soc. XVIII. 1862. 417). Haughton hatte auf Grund mehrerer Analysen die mittlere Zusammensetzung der constituirenden Mineralien in den Graniten von Donegal, Irland, ermittelt:

	Quarz.	Orthoklas.	Oligoklas.	schwarz. Glimmer.
Kieselsäure . .	100.00	63.20	59.92	36.18
Thonerde . . .	—	18.64	23.68	17.68
Eisenoxyd . . .	—	0.68	1.17	26.75
Eisenoxydul . .	—	—	0.05	0.63
Manganoxydul . .	—	—	0.16	0.95
Kalk	—	2.75	5.30	0.54
Magnesia . . .	—	0.11	0.13	4.65
Kali	—	14.92	2.07	8.83
Natron	—	0.78	6.47	0.32
Wasser	—	—	—	3.15
	100.00	101.08	98.95	99.68

Die Berechnung der Sauerstoffmengen für die einzelnen Mineralien ergibt folgendes:

	Quarz.	Orthoklas.	Oligoklas.	schwarz. Glimmer.
Kieselsäure . .	51.92	32.81	31.11	18.78
Monoxyde . . .	—	8.91	11.41	16.28
Sesquioxyde . .	—	3.55	3.61	3.94

Die Zusammensetzung des Granit von Doocharry Bridge, welcher als Typus der Donegal-Granite gelten kann, ist:

		Sauerstoff
Kieselsäure . .	72.24	37.51
Thonerde . . .	14.92	} 7.46
Eisenoxyd . . .	1.63	
Eisenoxydul . .	0.23	} 2.50
Manganoxydul .	0.32	
Kalk	1.68	
Magnesia . . .	0.36	
Kali	5.10	
Natron	3.51	
	99.99	

Bezeichnet man nun mit Q, Or, Ol, G die Procente von Quarz, Orthoklas, Oligoklas und Glimmer in diesem Granit, so ergeben sich auf Grund der vorhergehenden Sauerstoffzahlen folgende Gleichungen:

$$375100 = 5192\,Q + 3281\,Or + 3111\,Ol + 1878\,G \quad . \; . \; . \quad (1)$$

$$74600 = 891\,Or + 1141\,Ol + 1628\,G \quad . \; . \; . \quad (2)$$

$$25000 = 355\,Or + 361\,Ol + 394\,G \quad . \; . \; . \quad (3)$$

Dazu fügt sich folgende Gleichung:

$$100 = Q + Or + Ol + G \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (4)$$

Aus diesen vier Gleichungen sind nun die vier Unbekannten zu bestimmen. Eliminirt man G aus (2) und (3), so erhält man:

$$1130760 = 22689\,Or + 13815\,Ol \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (a)$$

Indem man gleichfalls Q aus (1) und (4) eliminirt, ergibt sich:

$$144100 = 1911\,Or + 2081\,Ol + 3314\,G \quad . \quad . \quad (b)$$

Wird G aus (b) und (3) eliminirt, so erhält man die folgende Gleichung aus Or und Ol:

$$2607460 = 42354\,Or + 37644\,Ol \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (c)$$

Aus (a) und (c) kann man nun Or und Ol bestimmen:

$$Or = \frac{6545}{269} = 24.33 \qquad Ol = 41.88$$

Führt man diese Werthe von Or und Ol in die Gleichung (2) ein, so findet sich:

$$G = 3.16.$$

Schliesslich bestimmt sich nun aus (4):

$$Q = 30.63.$$

Die mineralogische Zusammensetzung des Granit von Doocharry ist daher folgende:

Quarz	30.63
Orthoklas . . .	24.33
Oligoklas	41.88
Schwarzer Glimmer	3.16
	100.00.

Manchmal hat man auch versucht, auf Grundlage der Bauschanalyse die Ermittelung des Mengungsverhältnisses der mineralischen Bestandtheile vorzunehmen, ohne eine Analyse derselben zu besitzen. Selbst wenn der günstige Fall eintreten sollte, dass die Berechnung gelingt und unter Zugrundelegung fremder Mineralanalysen die Bauschanalyse des Gesteins sich in mehrere Mineralverbindungen zerspalten lässt, ohne dass ein undeutbarer Rest übrig bleibt, so bietet eine solche Interpretation dennoch nicht vollständige Gewähr der Richtigkeit; in den allermeisten Fällen aber führt dieses Verfahren nicht zum Ziele, wenigstens nicht, wenn nicht den einzelnen Mineralzusammensetzungen Gewalt angethan wird, und die Resultate solcher Berechnungen sind nur mit Vorsicht aufzunehmen. Wenn man bedenkt, wie schwankend z. B. im Orthoklas und Oligoklas das Ver-

hältniss des Kali zum Natron ist, wie das Verhältniss von Kalk und Magnesia zu den Alkalien im Oligoklas und Labrador so sehr variirt, wie man nicht den geringsten Anhalt hat, ob Augit oder Hornblende des zu zerlegenden Gesteins relativ kieselsäurereich oder kieselsäurearm, thonerdereich oder thonerdearm sind, so leuchtet es ein, dass die Zusammensetzung, welche man für die einzelnen, in die Berechnung einzuführenden Mineralien annimmt, eine vollständig willkührliche ist und dass in der That eine auf solche Elemente gegründete Interpretation nur den Werth einer Hypothese besitzen kann.

In seinem reichhaltigen Werke über die vulkanischen Gesteine von Sicilien und Island hat Sartorius von Waltershausen die Zerfällung zahlreicher Gesteinsanalysen in Mineralien auf eine eigenthümliche und weitläufige Weise vorgenommen, deren Ergebnisse manchen Zweifel an ihrer Richtigkeit erwecken; so werden z. B. Feldspathe als Gemengtheile berechnet, welche über 80 pct. Kieselsäure enthalten, Verbindungen, welche selbständig bis jetzt kein Mineralog beobachtet, kein Chemiker untersucht hat, für deren Existenz vorläufig keine Gewähr vorliegt. Mit Bezug auf eine spätere Abhandlung von Sartorius v. Waltershausen »Ueber die Berechnung der quantitativen mineralogischen Zusammensetzung der krystallinischen Gesteine, vornehmlich der Laven« (Kgl. Gesellsch. der Wissensch. zu Göttingen Band X) suchte Roth an einigen Beispielen deutlich zu machen, dass die angewandte Methode, welche auf einem System linearer Gleichungen beruht, aus denen durch Elimination gewisse unbekannte Grössen ermittelt werden, abgesehen davon, dass sie höchst umständlich sei, auch nur wenig zuverlässige Resultate liefere (Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 675). Vergl. die Erwiderung S. v. Waltershausens ebendas. XV. 218.

Gustav Bischof bediente sich, um einen kurzen Ausdruck für das Resultat der Bauschanalysen zu gewinnen und um die letztern mit einander zu vergleichen, des Sauerstoffquotienten; derselbe ist gleich der Summe des Sauerstoffs der Monoxyde und Sesquioxyde dividirt durch den der Kieselsäure; vermittelst desselben werden ähnliche Schlüsse abgeleitet, wie es oben mit dem Kieselsäuregehalt geschah.

Eine höchst verdienstvolle, in jeder Hinsicht ausgezeichnete Zusammenstellung sämmtlicher bis zum Jahre 1861 bekannter und

in den verschiedensten Werken zerstreuter Gesteinsanalysen verdanken wir Justus Roth (Die Gesteinsanalysen in tabellarischer Uebersicht und mit kritischen Erläuterungen, Berlin 1861). Von kundigster Hand ist darin das reiche Material systematisch angeordnet, gesichtet und mit werthvollen kritischen Bemerkungen versehen. Nebenbei hat der Verfasser sich der dankenswerthen Mühe unterzogen, für die einzelnen Bestandtheile die Sauerstoffzahlen sowie für die einzelnen Gesteine die Sauerstoffquotienten neu zu berechnen. Dieses jedem Petrographen unentbehrliche Werk zeigt augenfällig, wie manche Gesteinsarten mit absonderlicher Vorliebe untersucht worden sind, während von andern nur spärliche Analysen oder Analysen wenig characteristischer Varietäten ausgeführt wurden, und fordert so in beredter Sprache zu einer Ausfüllung der Lücken durch fortgesetzte Untersuchungen auf.

Specifisches Gewicht.

Das specifische Gewicht der gemengten Silicatgesteine ist im Allgemeinen um so höher, je geringer der Gehalt an Kieselsäure und je grösser der an Basen ist: die sauersten Gesteine sind die specifisch leichtesten, die basischsten die specifisch schwersten, eine Erscheinung, welche sich aus der Natur der Sache ergibt. Abich hat in eingehender Weise diese Verhältnisse für die vulkanischen Gesteine beleuchtet und auf die Schlüsse, welche sich so vermittelst des specifischen Gewichts in Bezug auf den Kieselsäuregehalt der Gesteine ergeben, aufmerksam gemacht.

Schon oben (S. 14) wurde angeführt, wie man aus dem specifischen Gewicht eines Gesteins, welches aus zwei Gemengtheilen zusammengesetzt ist und aus den specifischen Gewichten der letztern das relative Mengungsverhältniss wenigstens annähernd zu berechnen im Stande ist. Nur dann, wenn man die Bestimmung des specifischen Gewichts der constituirenden Mineralien wirklich ausgeführt hat und diese Werthe in die Berechnung einführt, hat das Resultat Anspruch auf Verlässlichkeit. Legt man (etwa bei kleinkörnigen Gesteinen, deren Mineralbestandtheile man nicht zu isoliren vermag) die mittlern Werthe der specifischen Gewichte zu Grunde, so ist das Ergebniss hypothetisch, wie die Elemente, deren man sich bedient.

Das specifische Gewicht der Gesteine kann zur Controle der

aus der Bauschanalyse berechneten mineralischen Zusammensetzung verwandt werden: es muss das specifische Gewicht, welches man für das Gestein aus dem gefundenen Mengungsverhältniss der Bestandtheile berechnet, wenn letzteres richtig ermittelt ist, mit dem direct für das Gestein beobachteten übereinstimmen.

Das specifische Gewicht eines gemengten Gesteins darf natürlicherweise niemals das des specifisch schwersten der darin vorausgesetzten Gemengtheile übersteigen und darf umgekehrt nicht geringer sein, als das des leichtesten derselben; so kann z. B. das specifische Gewicht eines blos aus Labrador und Augit zusammengesetzten Gesteins nicht unter das des Labrador herabsinken, nicht das des Augit übersteigen. Auch diese Beziehung vermag dann und wann einen Anhaltspunkt zur Ermittelung der mineralischen Zusammensetzung zu gewähren.

Der Angabe Naumanns, dass Hornblende-führende Silicatgesteine, deren specifisches Gewicht kleiner ist, als das der Hornblende, in der Regel Quarz enthalten, scheint nicht diese Gültigkeit zugestanden werden zu dürfen: vielverbreitete Orthoklas-Hornblende-Gesteine, Oligoklas-Hornblende-Gesteine, Gesteine welche Hornblende und beide Feldspathe enthalten, weisen ein geringeres specifisches Gewicht auf, als die Hornblende, ohne Quarz zu enthalten; es liegt nur die Möglichkeit, nicht die Nothwendigkeit, selbst nicht die Wahrscheinlichkeit der Quarzführung vor.

Delesse untersuchte die Verschiedenheiten im specifischen Gewicht, welche ein und dieselbe Gesteinssäule an ihrer Peripherie und im Centrum zeigt; er verband damit eine Ermittelung der Differenzen im Wassergehalt an beiden verschiedenen Stellen. Er fand z. B.:

	Spec. Gew.		Wasser.	
	Centr.	Periph.	Centr.	Periph.
Graulichweisser Trachyt mit kleinen Sanidinblättchen von Drángagil, Island	2.494	2.478	0.65	1.00
Graulichweisser Trachyt mit kleinen Sanidinblättchen und schwarzen Glimmerschüppchen von Ponza . . .	2.469	2.439	0.90	1.00
Grünlichgrauer Phonolith, Ostküste von Lamlash	2.541	2.509	1.25	1.60
Grünschwarzer körniger Trapp von Antrim	2.911	2.857	1.35	1.35

	Spec. Gew.		Wasser.	
	Centr.	Periph.	Centr.	Periph.
Grauschwarzer sehr dichter Basalt .	2.930	2.933*	1.30	1.50
Schwarzer dichter Basalt mit Olivinkörnchen und Chalcedonmandeln .	3.030	3.030	0.48	1.20
Grauschwarzer sehr dichter Basalt mit Olivinkörnchen	2.924	2.916	1.80	1.90
Schwarzer Basalt mit vielen Olivinen .	3.053	3.030	0.85	1.15
Schwarzer Basalt mit Olivin und wenig Augit	3.044	3.008	0.70	1.00

Es ergibt sich daraus, dass das Centrum ein höheres specifisches Gewicht hat, als die Peripherie (mit einer einzigen durch ein Sternchen bezeichneten Ausnahme) und dass die Gesteinssäulen an ihrer Peripherie wasserhaltiger sind, als im Centrum.

Die grössere Höhe des specifischen Gewichts im Centrum scheint einestheils darin zu beruhen, dass an der Peripherie die Gewässer bereits Stoffe aufgelöst und weggeführt haben, anderntheils in einer bei der Ausbildung der Säulen nach dem Centrum zu erfolgten Compression der Masse begründet zu sein (vgl. S. 108). Der grössere Wassergehalt an der Peripherie ist leicht durch die Circulation des Wassers auf den die Säulen von einander scheidenden Klüften zu erklären.

Delesse, Annales des mines (5) XIII. 1858. 324. Vgl. auch Zirkel, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1859. 532.

Schon seit langer Zeit ist es bekannt (zuerst durch Magnus 1820), dass krystallisirte Mineralien ihr specifisches Gewicht nach dem Schmelzen ändern; zahlreiche Versuche haben erwiesen, dass das specifische Gewicht der Gläser ein kleineres ist, als das der Krystalle; nachstehende Beispiele zeigen diese Verminderung des specifischen Gewichts beim Uebergang aus dem krystallisirten in den glasigen Zustand:

	krystallisirt: spec. Gew.	glasig: spec. Gew.	
Rother Granat v. Grönland	3.90	3.05	Magnus
Grossular vom Wilnifluss	3.63	2.95	Ders.
Vesuvian	3.346	2.929-2.941	Varrentrapp
Vesuvian von Egg . . .	3.45	2.957	Magnus
Adular vom St. Gotthardt	2.561	2.351	Deville
Adular von Ischia . . .	2.597	2.400	Abich

	krystallisirt: spec. Gew.	glasig: spec. Gew.	
Orthoklas von Hirschberg	2.595	2.284	G. Rose
Labrador von der Küste Labrador	2.689	2.525	Deville
Augit von Guadeloupe .	3.266	2.835	Ders.
Olivin von Fogo . . .	3.381	2.831	Ders.

Ch. St. Claire-Deville und Delesse haben solche vergleichende Untersuchungen auf mehrere krystallinische Gesteine ausgedehnt und wie zu erwarten war gefunden, dass auch sie nach dem Schmelzen eine Verminderung des specifischen Gewichts erleiden. Ch. St. Claire-Deville fand das specifische Gewicht bei

Glasiger Lava vom Pic von Teneriffa	2.570	zu Glas geschmolzen	2.464
Rothem wenig kryst. Trachyt von Chahorra	2.727	»	2.617
Basaltlava vom Kegel de los Majorquines	2.945	»	2.836
Basalt vom Pic de Fogo, grünes Vorgebirge	2.971	»	2.879
Obsidian vom Pic von Teneriffa .	2.481	»	2.495
Braunem Obsidian von den Piedras blancas	2.382	»	2.476
Granit von Andoux	2.622	»	2.360

Nach Deville ist der Verlust geringer bei den kryptokrystallinischen und halbglasigen Gesteinen, als bei den deutlich krystallinisch-körnigen (z. B. Granit). Es ergibt sich auch, dass das specifische Gewicht des geschmolzenen Obsidian sogar höher sein kann, als das des natürlichen.

Aus Delesse's Untersuchungen scheint hervorzugehen, dass unter gleichen Umständen die Verminderung beim Uebergang aus dem krystallinischen in den glasigen Zustand um so grösser ist, je mehr Kieselsäure und Alkali, und um so kleiner ausfällt, je mehr Eisen, Kalk und Thonerde die Gesteine enthalten. (Dasselbe dürfte sich auch bei einer Vergleichung der oben angeführten Zahlen ergeben.) Ordnet man die Gesteine nach der Verminderung des specifischen Gewichts, welche sie erleiden, so finden sich nach ihm diejenigen, welche man gewöhnlich als die ältesten erachtet, an der Spitze, während die jüngsten die letzten Stellen einnehmen (dies scheint daher zu rühren, weil überhaupt die ältesten Gesteinsmassen

sehr kieselsäurereich sind und von den jüngsten krystallinischen hauptsächlich nur basische untersucht wurden); jedenfalls aber ist ihre Reihenfolge im specifischen Gewicht nahezu gerade umgekehrt derjenigen ihrer Schmelzbarkeit.

Wird das specifische Gewicht als 100 angenommen, so beträgt die Verminderung nach Delesse bei

Granit, Granulit, Quarzporphyr	= 9—11	pct.
Syenitgranit, Syenit	= 8—9	»
Porphyr mit Orthoklas und Oligoklas mit und ohne Quarz	= 8—10	»
Diorit und Dioritporphyr	= 6—8	»
Melaphyr	= 5—7	»
Basalt, Trachyt, alten vulkanischen Gesteinen	= 3—5	»
Laven, vulkanischen Gläsern	= 0—4	»

Gustav Bischof stellte 1841 vergleichende Beobachtungen über das Volumen von Basalt, Trachyt und Granit im krystallinischen, im geschmolzenen und im glasigen Zustande an; er erhielt dabei folgende Resultate:

Volum. im glasigen Zustand		Volum. im krystallinischen Zustand
des Basalt	1	0.9298
des Trachyt	1	0.9214
des Granit	1	0.8420
Volum. im flüssigen Zustand		**Volum. im krystallinischen Zustand**
des Basalt	1	0.8960
des Trachyt	1	0.8187
des Granit	1	0.7481.

Es verdienen auch hier die Resultate von Bischof in Mägdesprung erwähnt zu werden, welcher fand, dass bei dem Krystallisiren oder Steinigwerden der Schlacken einige Ausdehnung stattfindet. Das specifische Gewicht einer steinigen gaaren Schlacke stellte sich auf 2.9877, das der dazu gehörigen glasigen Schlacke auf 3.0915.

Mit Bezug auf diese und auf Devilles Beobachtungen am Obsidian scheint es sich zu ergeben, dass, wenn auch die Umwandlung des krystallisirten in den glasigen Zustand durch Schmelzen mit einer Verminderung des specifischen Gewichts verknüpft ist, dennoch weder bei der abermaligen glasigen Erstarrung eines geschmolzenen ursprünglich ebenfalls glasigen Gebildes das specifische

Gewicht sich gleich zu bleiben braucht, noch ein krystallinisch erstarrter Schmelzfluss nun umgekehrt ein höheres specifisches Gewicht aufweisen muss, als ein glasig erstarrter.

Die Farbe der geschmolzenen Gesteine ist nach Delesse fast immer die des mehr oder weniger tief gefärbten Bouteillenglases; sie kann wechseln von schwarz bis zu grün, grünlich- und graulichweiss, jenachdem das Gestein reich oder arm an Eisen ist. Bald ist das Schmelzproduct vollkommen homogen, bald zeigen sich darin kleine weisse Skelette, gebildet aus Quarz, bisweilen aus Feldspath, welche sich nicht in der Masse auflösten, selbst wenn sie mehrere Tage in der Schmelzung verblieb; dies kommt indessen nur bei sehr quarzhaltigen Gesteinen vor.

Magnus, Poggendorffs Annalen 1820. XX. 477 und XXII. 391.

Deville, Diminution de densité dans les roches en passant de l'état crystallin à l'état vitreux. Comptes rendus 1845. XX. 1453; 1855. XL. 769; auch Journ. f. pract. Chem. 1845. 295 und Poggend. Ann. 1855. XCVI. 618.

Gustav Bischof, N. Jahrb. f. Min. 1841. 565.

Delesse, Recherches sur les verres provenant de la fusion des roches, Annales des mines (2) IV. 1847. 1380.

Bischof, Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. 1853. V. 616.

Sorby, dessen mikroskopische Studien schon zu so wichtigen Resultaten geführt haben, hat kürzlich ein solches Schmelzproduct des quarzführenden Syenit vom Mount Sorrel in England mikroskopisch untersucht; in den rascher abgekühlten Parthieen hatten sich eigenthümliche Concretionen von strahligen schwarzen Eisenglanzkrystallen gebildet, welche in der schwarzen Glasmasse umhergestreut liegen; letztere ist in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft ihres Eisens beraubt und erscheint farblos. An andern Orten derselben Masse haben die Eisenglanzkrystalle sich zu sehr schönen Formen gruppirt, Farnkräutern oder kleinen Tannenbäumen ähnlich und an diese haben sich innerhalb der Glasmasse kleine Krystalle eines fast farblosen Minerals angesetzt. In andern, langsamer abgekühlten Massen beobachtete er rundliche, bis zu einem halben Zoll im Durchmesser haltende Gruppen von strahligen, undurchsichtigen Krystallgebilden; an ihren Enden, wo sie in das umgebende Glas hineinragen, zeigen sie höchst merkwürdige Gestaltungen, wie Fühler von Insecten oder eigenthümlich gedrehte und verschlungene Haare, so dass man sie ohne Rücksicht auf ihre Entstehung kaum für anorganische Formen halten würde.

Diese Gebilde stehen, wie man vermuthen darf, jenen seltsam gestalteten nahe, welche Vogelsang bei der mikroskopischen Untersuchung von Schlacken beobachtete (Poggend. Ann. 1863. CXXI. 101. Sorby, geological and polytechnical soc. of West Riding of Yorkshire 28. Mai 1863).

Verhalten gegen Säuren und Alkalien.

Gegen die Einwirkung von Säuren verhalten sich die Silicatgesteine in sehr verschiedener Weise, wie es das abweichende Verhalten der Mineralien mit sich bringt, aus welchen sie zusammengesetzt sind; dasselbe wurde bei der allgemeinen Characterisirung der hauptsächlichen gesteinsbildenden Mineralien hervorgehoben. Absolut unangreifbar durch Säuren ist wohl kein Mineral, also auch kein Gestein; viele werden nur in kaum merkbarer Weise angegriffen, wie z. B. die Glasgesteine; ein anderer Theil aber, welcher zersetzbare Mineralien enthält, wird durch Säuren zum Theil gelöst, wobei sich die Kieselsäure des zersetzten Antheils gallertartig oder pulverförmig abscheidet; so verhalten sich z. B. zeolith-, nephelin-, anorthithaltende Gesteine. Die Menge des zersetzbaren Antheils ist aber von der Temperatur und Concentration der Säure, sowie von noch andern Verhältnissen abhängig. Man hat die verschieden sich verhaltende Zersetzbarkeit der Gesteinsmineralien dazu benutzt, um manche Gesteine in dieselben zu zerlegen; dass indessen solche Untersuchungen gar häufig zu trügerischen Resultaten führen, wird bei den betreffenden Gesteinen gezeigt werden. Im Allgemeinen sind die Silicatgesteine um so weniger angreifbar durch Säuren, je kieselsäurereicher sie sind, um so mehr, je stärker in ihnen die Basen vorwalten.

Delesse hat schätzenswerthe Versuche angestellt über die Einwirkung von alkalischen Flüssigkeiten auf die Gesteine. Unterwirft man ein Silicatgestein der Einwirkung von concentrirter und kochender Kalilauge, so bietet sich folgendes dar: Greift das Alkali das Gestein an, so entzieht es demselben nicht nur Kieselsäure, sondern auch Thonerde, Wasser, Kali, Natron, ausserdem ist eine geringe Menge Kalk, sowie Spuren von Eisenoxydul in der alkalischen Flüssigkeit enthalten; die Menge der aufgelösten Kieselsäure ist aber stets grösser, als die der andern Substanzen, darauf folgt Thonerde und Wasser.

Der Granit wird sozusagen gar nicht angegriffen, wenn man ihn mit Alkalilösung kocht, der quarzhaltige Porphyr wird schwach angegriffen und sein Verlust beträgt nur wenige Procent. Laven, Basalte, Melaphyre erleiden Verluste, welche unter 20 pct. bleiben; Trachyt, Pechstein, Perlit, Obsidian sind die Gesteine, welche die grössten Verluste erfahren; in seinen Versuchen überstiegen diese Verluste nicht 40 pct. Ein Gestein, welches Wasser enthält, wird viel weniger leicht durch Alkali angegriffen, wenn es vorher geglüht wurde; bei dem Perlit vom Cabo de Gata verhält sich der Verlust durch Alkali vor und nach dem Glühen fast wie $2\frac{1}{2} : 1$. Ein Gestein wird dagegen viel leichter angegriffen, wenn es zersetzt ist: die sog. Thonsteinporphyre, die kaolinisirten Granite erleiden weit grössere Verluste als die frischen Porphyre und Granite.

Bei gleichen Umständen ist die Einwirkung des Alkali um so grösser, je reicher an Kieselsäure die Gesteine sind, je weniger krystallinisch ihre Textur ist und je weniger ausgeschiedenen Quarz sie enthalten. So werden die glasigen Gesteine, welche wenig oder keinen Quarz führen, Pechstein, Perlit, Obsidian, sehr stark angegriffen. In den letzten sehr kieselsäurereichen Gesteinen beträgt die Menge der gelösten Kieselsäure wenigstens $\frac{3}{4}$ des ganzen Verlustes; da auf diese Glasgesteine, wie oben erwähnt, Säuren sozusagen keine Einwirkung zeigen, so ist die Einwirkung der Alkalien auf dieselben in der That gerade entgegengesetzt der der Säuren.

Sind dagegen die Gesteine aus krystallinischen Mineralien zusammengesetzt, so ist die Wirkung der Alkalien eine ähnliche wie die der Säuren: der Granit, dessen Feldspath durch Säuren fast unzersetzbar ist, wird durch Alkalien nicht angegriffen, der Melaphyr, dessen Feldspath zersetzbar durch Säure ist, wird auch durch Alkalien angegriffen. Die Widerstandsfähigkeit der krystallinischen Mineralien gegen Alkalien variirt übrigens offenbar, gleichwie ihre Widerstandsfähigkeit gegen Säuren.

Ersetzt man die Alkalien durch kohlensaure Alkalien, so werden gewisse Gesteine, namentlich die glasigen, noch angegriffen, aber viel schwächer, als durch die Alkalien.

Im Obsidian ist nach Delesse die Kieselsäure, welche sich auflöst, nicht frei, sondern als ein von Alkalien angreifbares Silicat vorhanden. Ebenso ist im Pechstein die Kieselsäure nicht, wie man

durch den Wassergehalt verleitet, glauben könnte, im Opalzustande, sondern als angreifbares Hydrosilicat zugegen. Mit andern Worten, in allen Glasgesteinen, wasserhaltigen und wasserfreien ist die Kieselsäure in einer unbestimmten Verbindung vorhanden, welche durch Alkali zersetzbar ist.

Taucht man Glasgesteine selbst in kaltes Alkali, so werden sie schon corrodirt; auf diese Weise kann man gut die Textur der Gesteine erkennen. Delesse beobachtete, dass polirte Platten von sächsischem Pechstein eine kugelige Textur offenbarten, nachdem einige Zeit hindurch kalte Kalilauge auf sie eingewirkt hatte.

Delesse, de l'action des alcalis sur les roches, Bull. de la soc. géol. (2) XI. 1854. 127.

Ueber den Pechstein vgl. auch: Recherches sur les roches globuleuses in Mém. de la soc. géol. (2) IV. 9.

Magnetische Verhältnisse.

Ueber den Magnetismus der Gesteine hat man manchfaltige Beobachtungen und Untersuchungen angestellt. Bekanntlich unterscheidet man die magnetischen Körper als einfach magnetische, welche die beiden Pole einer Magnetnadel anziehen und polarmagnetische, welche den einen Pol derselben anziehen, während der andere durch sie abgestossen wird.

Die älteste Beobachtung des Magnetismus der Gesteine scheint diejenige zu sein, welche der behufs der Gradmessung die Triangulation am Aequator vornehmende Geometer Bouguer 1742 an vielen Blöcken eines nicht näher bestimmten Gesteins machte, welche er in Südamerica auf dem Wege von Quito nach St. Martha antraf, und welche sowohl einfachen als polaren Magnetismus zeigten; vermuthlich gehörten dieselben einem trachytischen Gestein an.

1785 beobachtete v. Trebra zuerst die polarische Wirkung der Granite auf dic Magnetnadel an den sogenannten Schnarchern des Harz; an der nordöstlichen dieser Felsklippen fand er eine Stelle, welche die Magnetnadel um 180° von ihrer gewöhnlichen Stellung ablenkte. Auch an dem andern der beiden Felsen wies Schroeder, an der Spitze des Ilsensteins 1793 v. Zach den polaren Magnetismus nach. Diese Untersuchungen der Harzer Granite wurden vervollständigt durch Wächter, der 1799 an den Hohneklippen bei Wernigerode die magnetische Polarität entdeckte, an jedem Felsen

mehrere Pole bestimmte und so die Lage der magnetischen Axe in ihnen angab, sowie durch Hausmann, der 1801 ähnliche Beobachtungen an der Rosstrappe und an den Zeterklippen anstellte.

An den magneteisenhaltigen Serpentinen des Vulkan-Passes in Siebenbürgen nahm v. Fichtel 1794 zuerst ein polar-magnetisches Verhalten wahr. Diesem folgte die 1796 durch A. v. Humboldt gemachte Entdeckung einer ausserordentlich stark polarischen Wirkung an den Serpentinfelsen des Heidebergs bei Gefrees im Fichtelgebirge, einer Stelle, welche später Bischof und Goldfuss in ihrer Beschreibung des Fichtelgebirges einer nochmaligen Untersuchung unterzogen, wobei die Angaben v. Humboldts über die Abwesenheit des Magneteisens in diesem Gestein und sein auffallend geringes spec. Gewicht eine theilweise Berichtigung erfuhren. Einen sehr stark polarischen Serpentin fand Zimmermann am Frankensteiner Schloss bei Darmstadt.

Die frühesten Bemerkungen über das magnetische und polarische Verhalten des Basalt von Voigt, v. Lehmann, v. Charpentier u. A. hat Zeune in seiner Schrift »Ueber Basaltpolarität, Berlin 1809« zusammengestellt; er untersuchte selbst die Basaltberge des obern Erzgebirges und der Oberlausitz, den Scheibenberg und Pöhlberg bei Annaberg, den Basalthügel bei Bärenstein und mehrere andere und fand bei allen mit Ausnahme des Huthberges bei Herrenhuth eine polarische Einwirkung auf die Magnetnadel. Fernere Beobachtungen über die Polarität des Basalt wurden dann erst 1828 durch Nöggerath mitgetheilt, welcher die Untersuchungen veröffentlichte, die Bergmeister Schulze an Basalten in der Nähe der Nürburg in der Eifel angestellt hatte. Daran knüpfte sich (ebenfalls 1828) eine Mittheilung von Reuss über die Polarität zweier böhmischer Basalte, der hohen Wostroi und des breiten Berges in der Herrschaft Schröckenstein. Aehnliche Beobachtungen geschahen durch Anderson an dem Basaltfelsen, auf welchem Dumbarton-Castle in Schottland liegt und von Galbraith an dem über Edinburgh sich erhebenden Arthurs Seat.

Alle diese Untersuchungen enthalten nur wenig genaue Angaben weder über die Lage der Pole und Axen in den Felsen, noch über die Verhältnisse, unter welchen die polarmagnetische Eigenschaft an dem Gestein hervortritt. Förstemann theilte 1844 Beobachtungen über die Polarität der Basalte in der Eifel und der

sächsischen Schweiz mit. Fournet veröffentlichte 1848 in den Annales de la société d'agriculture etc. de Lyon eine Abhandlung »Aperçus sur le magnétisme des minérais et des roches«.

Weitaus die wichtigsten Untersuchungen über die Polarität der Basaltfelsen sind diejenigen, welche Zaddach mit grosser Genauigkeit und Sorgfalt an den beiden Basaltfelsen auf dem Gipfel des sog. Steinchens bei der Nürburg in der Eifel anstellte. Die Resultate, welche ihm sowohl die Basaltfelsen selbst, als die von denselben abstammenden Handstücke ergaben, fassen sich in Folgendem zusammen:

Das in dem Basalt enthaltene Magneteisen ist die hauptsächlichste Quelle der polarischen Eigenschaft desselben, und die übrigen die Masse des Gesteins bildenden Gemengtheile erweisen sich zwar in den meisten Fällen etwas, aber immer in viel geringerm Grade magnetisch. Man hat sich die auf die Magnetnadel polarisch wirkenden Gesteine aus einer Masse bestehend zu denken, die nur in geringem Grade des Magnetismus fähig ist, in der jedoch eine unzählige Menge höchst kleiner Magnete einander sehr nahe, aber wahrscheinlich vollständig von einander getrennt liegen. Das Pulver von Basaltstücken desselben Fundorts verhält sich dem Magnet gegenüber auf ganz gleiche Weise, mögen diese sich polarisch gezeigt haben, oder nicht; daraus wird es wahrscheinlich, dass die polarische Eigenschaft des Gesteins nicht in einer Verschiedenartigkeit seiner Gemengtheile liegt, sondern in Verhältnissen begründet ist, deren Wirkung mit der Pulverisirung des Gesteins aufgehoben wird. Die Stärke in der polarmagnetischen Wirkung verschiedener Basalt- oder Trachytstücke steht mit ihrem spec. Gewicht und folglich mit ihrem grössern oder geringern Gehalt an Magneteisen, Hornblende oder Augit in keinem bestimmten Verhältniss; die Auflockerung der Masse, wie sie an der Aussenfläche der Gesteine statt findet und sogar eine theilweise Umwandlung des Magneteisens in Eisenoxydhydrat thut der magnetischen Wirkung des Gesteins keinen Abbruch. Immer wirken nur solche magneteisenhaltende Felsstücke und Felstheile polarisch, welche an der Oberfläche der Erde oder sehr nahe derselben der Einwirkung der Atmosphäre vollkommen ausgesetzt sind; unter der Oberfläche verliert sich dagegen die polarische Eigenschaft sehr bald und kommt an Basalten, die tiefer unter der Erde liegen nicht vor; auch zeigen sich nur solche ma-

gneteisenhaltende Gesteine polarisch, die von vielfachen in das Innere dringenden Spalten und Sprüngen durchsetzt sind. Die polarische Eigenschaft ist keine der Gesteinsmasse inwohnende und ihr eigenthümliche, sondern sie entsteht erst in derselben und nimmt wahrscheinlich so lange zu, bis das Gestein durch den Einfluss der Atmosphäre zertrümmert oder das Magneteisen grösstentheils in Eisenoxydhydrat verwandelt ist; die polarische Eigenschaft muss sich von aussen nach innen und gewöhnlich von oben nach unten durch das Gestein verbreiten; so werden z. B. häufig Basaltsäulen gefunden, welche oben sehr stark die Magnetnadel ablenken, an tiefer gelegenen Stellen nur schwach auf sie wirken und unten unwirksam sind. Indem die schnellen und häufigen Temperaturwechsel Zerreissungen und Auflockerungen in der Gesteinsmasse und dadurch die Ausbildung der polarischen Eigenschaft hervorzurufen im Stande sind, ist es nicht unmöglich, ja sehr wahrscheinlich, dass die herrschenden Windesrichtungen auf diese von Einfluss sind; da im mittlern Europa die herrschenden Winde die nordöstlichen und südwestlichen sind, da namentlich von Nordosten her die heftigsten und kältesten Winterstürme wehen, so dürfte damit die Thatsache im Zusammenhang stehen, dass bei den polarmagnetischen Felsen bestimmte Seiten, nämlich die Nordost- und Südwestseite, zumal die erstere in höherem Grade als die übrigen die polarische Eigenschaft aufweisen.

Reich behandelt in einer Abhandlung »Die magnetische Polarität des Pöhlbergs bei Annaberg« die Einwirkung ganzer Berge auf die Magnetnadel. Der Gesteinsmagnetismus sei wohl zu unterscheiden von dem Gebirgsmagnetismus, unter welchem man denjenigen magnetischen Einfluss zu verstehen habe, den ganze Gebirgsmassen in ihrer Gesammtheit auf die Magnetnadel ausüben. Rings um den basaltischen Pöhlberg, der aus dem Gneissgebirge sich erhebt, verzeichnete Reich an 24 Punkten etwa 200—300 Schritt von seinen Gehängen entfernt die Declinationen der Boussole und fand, dass zwar Abweichungen erfolgten, indessen aus dem Mittel derselben auf der Ost- und Westseite keine oder nur unbedeutende Polarität des ganzen Basaltbergs gefolgert werden könne, während an einzelnen, unregelmässig vertheilten Punkten entschiedene und starke magnetische Polarität sich ergab. Aus seinen Beobachtungen scheint hervorzugehen, dass obschon durch die Gesammtwirkung der Ge-

steine eine Abweichung der Magnetnadel von ihrer durch Berechnung zu erwartenden Stellung erfolgt, durch grössere Gebirgsmassen dennoch wahrscheinlich keine bestimmte Polarität hervorgerufen wird.

Delesse führte über die magnetische Kraft verschiedener Gesteine vergleichende Untersuchungen aus; er bestimmte dieselbe in der Weise, dass er über eine glatte Fläche gleichförmig Gesteinspulver in gleicher Gewichtsmenge ausstreute und einen Magneten von bestimmter Stärke in gleichbleibender Entfernung darüber hin und her bewegte. Aus dem durch das Ausziehen der dem Magnet zufliegenden Theilchen herbeigeführten Gewichtsverlust der angewandten Massen gewann er Verhältnisszahlen für die Vergleichung der magnetischen Intensität derselben. Durchgehends zeigt sich sehr wenig Uebereinstimmung unter den petrographisch zusammengehörigen Gesteinen, und die gefundenen Zahlenwerthe gestatten keinerlei allgemeine Resultate.

Tasche stellte ebenfalls an einer beträchtlichen Anzahl sowohl von einzelnen Mineralien als Gesteinen (namentlich denen des Vogelsgebirges) Versuche über ihren Magnetismus an. Er mass die Intensität derselben, indem er die Zahl der Schwingungen bestimmte, in welche eine freischwebende Magnetnadel während einer Minute durch ein in bestimmter Entfernung befindliches, stets gleich grosses Gesteinsstück versetzt wird, und indem er den Ausschlagwinkel beobachtete, den die Nadelspitze beim Vorbeiführen desselben in bestimmter Entfernung macht. Die Granite erwiesen sich, wie zu erwarten, im Allgemeinen sehr wenig, die Syenite durchschnittlich stärker magnetisch; unter den Porphyren fand eine grosse Abwechslung statt, die Diorite stellten sich in der Regel als ziemlich kräftig magnetisch dar. Bei den vulkanischen Gesteinen und den Basalten ist es etwas seltenes, wenn man sie nicht magnetisch findet, auch besitzen sie sehr häufig Polarität. Durchschnittlich zeigen die weissen vulkanischen Gebilde den Magnetismus am schwächsten. Perlstein, Bimstein, manche Trachyttuffe lassen fast gar keine oder nur eine äusserst schwache Einwirkung auf die Magnetnadel erkennen. Manche Phonolithe besitzen Magnetismus in höherm Grade verbunden mit Polarität. Die Dolerite des Vogelsgebirges sind meistens sehr schwach magnetisch mit kaum hervortretender Polarität; im Allgemeinen ist die magnetische Kraft am stärksten bei den schwarzen und

dichten Abänderungen der Basalte und Laven ausgeprägt. In ähnlicher Weise wie Zaddach die Basaltfelsen der Nürburg, untersuchte Tasche die Basaltklippen auf der Kuppe des Geiselsteins im Vogelsgebirge.

Melloni hat über den polaren Magnetismus der Gesteine höchst wichtige Untersuchungen veranstaltet, veröffentlicht in zwei Denkschriften (Sulla polarità delle lave e rocce affini und Sopra la calamitazione delle lave in virtù del calore e gli effetti dovuti alla forza coercitiva di qualunque roccia magnetica in den Verhandl. der Akad. d. Wiss. zu Neapel 1856), deren Inhalt J. C. Förstemann in Poggendorffs Annalen 1859. CVI. 106 auszüglich mitgetheilt hat. Das polare Verhalten ist nach ihm eine allgemeine Eigenschaft aller eisenhaltigen Gesteine eruptiven Ursprungs, wenn es auch bis jetzt noch nicht bei allen beobachtet wurde. Vermittelst eines empfindlichen an einem Seidenfaden aufgehängten astatischen Systems seines sog. Magnetoskops fand er, dass alle solche Gesteine merklich und zwar polar magnetisch seien. Dünne Lavaprismen, deren Pole in den Enden lagen, liessen an einfachen Seidenfäden aufgehängt, Anziehung oder Abstossung des einen Endes bei Annäherung eines andern Lavastückes beobachten, sich selbst überlassen stellten sich diese Prismen in den magnetischen Meridian. In den eisenhaltigen Gesteinen feurigen Ursprungs ist der Magnetismus auf dieselbe Weise vertheilt, wie in einem senkrecht gestellten Stab von weichem Eisen. In erstarrenden Lavaströmen ist im Allgemeinen der Nordpol im untern, der Südpol im obern Theile ausgebildet, und zwar in jeder Verticale, am stärksten aber in der Richtung der Inclinationsnadel; so verhalten sich in der That alle Laven des Vesuv und der phlegräischen Felder: an allen Handstücken derselben zogen die Punkte, welche in ihrer natürlichen Stellung oben lagen, den Nordpol des Magnetoskops an, die, welche unten lagen, stiessen ihn ab; diese Wirkungen veränderten sich nicht, wenn auch die Handstücke dem Magnetoskop in den verschiedensten Stellungen dargeboten wurden, sie waren also bestimmten Punkten derselben eigenthümlich und beruhten auf einer dauernden magnetischen Polarität, nicht auf jener veränderlichen, welche ein verticaler Eisenstab annimmt.

Der Ursprung dieses polaren Magnetismus sei in der inducirenden Magnetkraft der Erde zu suchen. Melloni ist — im Gegensatze zu Zaddach — der Ansicht, dass diese Magnetisirung

nicht allmählich im Laufe der Zeiten in dem festen Gestein, sondern schnell in Folge der Temperatur-Abnahme und des Uebergangs in den starren Zustand unter der Einwirkung des Erdmagnetismus hervorgebracht sei; denn die unter unsern Augen erstarrten Laven stehen in der Magnetkraft keineswegs denen nach, welche von längst erloschenen Vulkanen herrühren, und bei Gesteinen, welche in den verschiedensten Lagen befestigt sind (z. B. den Leucitophyr-Mauersteinen am Theater zu Pompeji) reichen tausende von Jahren nicht hin, die Lage ihrer Pole zu verändern und dieselben der Magnetkraft der Erde anzupassen.

Melloni brachte Stücke von Leucitophyr und andern vulkanischen Gesteinen zwischen glühenden Kohlen bis zum Rothglühen und liess sie dann theils durch plötzliches Eintauchen in kaltes Wasser, theils auf blosser Erde liegend, theils mit heisser Asche bedeckt erkalten. Alle stiessen mit derjenigen Seite, welche beim Erkalten unten war, das Nordende des Magnetoskops ab und zogen dasselbe an, wenn sie umgekehrt wurden. Von neuem glühend gemacht und in umgekehrten Stellungen abgekühlt, waren auch ihre abstossenden und anziehenden Wirkungen die umgekehrten. Das Glühen zerstört also den frühern Magnetismus und ertheilt ihnen während des Erkaltens eine neue Magnetisirung mit umgekehrter Lage der Pole. Alle Stücke zeigten sich zugleich immer in der Richtung magnetisirt, welche der Erdmagnetismus verlangt; die Stärke der Magnetisirung war aber bei denen am grössten, welche am schnellsten erkaltet waren. Melloni macht auch darauf aufmerksam, dass einige Gesteine bald bipolar, bald unipolar wirken, je nachdem sie dem Index des Magnetoskops weniger oder mehr genähert werden und erörtert eingehend den Grund dieser Erscheinung, welche leicht zu falschen Schlüssen Anlass gebe. Auch spricht er sich dagegen aus, dass man versucht hat, die magnetische Kraft der Gesteine dadurch zu schätzen, dass man sie gepulvert der anziehenden Wirkung eines kräftigen Magnetpols unterwarf.

Förstemann hat diesen bedeutungsvollen Untersuchungen seine eigenen Versuche und Betrachtungen hinzugefügt. Während Melloni sich auf vulkanische Gesteine beschränkte, untersuchte Förstemann auch viele andere eisenhaltige Gesteine verschiedener Bildung; wurden sie bis zum Rothglühen erhitzt und dann in kaltem Wasser

abgelöscht, so zeigte sich jedesmal der Nordpol an demjenigen Ende, welches beim Abkühlen nach unten gekehrt war, der Südpol am obern; von neuem geglüht und in umgekehrter Lage abgelöscht, erlitt auch die Lage der Pole eine Umkehrung. »Nimmt man Mellonis Ansicht von der Magnetisirung der Laven im Moment des Erkaltens an und dehnt man sie auf die sog. plutonischen und die durch Hitze metamorphosirten Gesteine aus (da wie die Glühversuche zeigen eine Schmelzung der Masse nicht erforderlich ist); will man ferner die Coercitivkraft aller dieser Gesteine gleich der setzen, welche Melloni für die Laven erwiesen zu haben glaubt, so liessen sich hieraus für die Geologie höchst wichtige Folgerungen ziehen; denn man würde das Magnetoskop als ein Instrument zu betrachten haben, durch welches man zu entscheiden vermöchte:

1. ob ein Gestein feurigen oder neptunischen Ursprungs wäre;
2. ob man gewisse Gesteine mit Recht als solche zu betrachten habe, die durch Hitze metamorphosirt sind;
3. ob sich Felsmassen, die sich bipolar zeigen, noch in der Stellung befinden, die sie beim Erkalten einnahmen;
4. ob zur Zeit der Magnetisirung solcher Gesteine, die ihre normale Lage behauptet haben, die Richtung des magnetischen Meridian und die Grösse der magnetischen Neigung eine andere war, als heute.«

So verlockend diese Schlüsse auch wegen ihrer weittragenden Bedeutung für die Geologie sind, so verhehlt sich Förstemann mit Recht doch auch nicht manchfache Einreden, die sich gegen das von Melloni aufgestellte Magnetisirungsgesetz erheben lassen. Schon die Thatsache, dass es vorzugsweise freistehende der Wirkung der Atmosphäre ausgesetzte Felsen sind, an welchen sich eine stärkere polare Wirkung zeigt, während bei moosüberzogenen, tief im Walde liegenden Blöcken meist keine erhebliche Einwirkung wahrzunehmen ist, lässt sich vom Standpunkte Mellonis nur schwer erklären. Zahlreiche Felsen, z. B. die von Zaddach untersuchten von der Nürburg zeigen Nord- und Südpol keineswegs in senkrechter Richtung getrennt und wenn sich auch von vielen derselben behaupten lässt, dass sie nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lage sind, so dürfte sich dies doch vielleicht nicht auf alle ausdehnen lassen; auch wiesen die Beobachtungen Zaddachs und Förstemanns an denselben Blöcken nahe bei einander entgegengesetzte und öfter

mit einander wechselnde Pole nach. Förstemann fand auch, dass kalte Gesteine durch die nur kurze Zeit dauernde Einwirkung eines kräftigen Magnetstabs Polarität erhalten.

Zaddach hat in seiner vortrefflichen Abhandlung eine bis auf jene Zeit vollständige Zusammenstellung der Untersuchungen über den Magnetismus der Gesteine mitgetheilt. Darnach hat Ami Boué 1856 (Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. W. XXII. 462) ebenfalls eine sehr vollständige Uebersicht der Literatur über diesen Gegenstand veranstaltet. Die wichtigern Notizen und Arbeiten, auf welche im Vorstehenden Bezug genommen wurde, sind:

Bouguer, Figure de la terre. Voyage au Pérou. Paris 1749. LXXXIII.
v. Trebra, in Zeunes Basaltpolarität S. 46.
v. Zach, Bodes astronomische Beobachtungen; I. Supplementband. Berlin 1793. 262.
Wächter, Hannöverisches Magazin 1799, Stück 84 u. 1800, Stück 81; auch Gilberts Annalen, V. 1800. 376.
Hausmann, Crells chemische Annalen II. 1803. 207.
Fichtel, Mineralogische Aufsätze, Wien 1794. 223.
A. v. Humboldt, Allgem. Literaturzeitung, Jena 1796. Intelligenzblatt S. 169; 1797. S. 38, 68, 87; Neues bergmännisches Journal v. Köhler und Hoffmann I. 257; v. Molls Jahrbücher der Berg- u. Hüttenkunde 1799. III. 301.
Bischof (u. Goldfuss), Beschr. d. Fichtelgebirges I. 196 u. Schweiggers Journal d. Phys. u. Chem 1816. XVIII. 297.
Zimmermann, Gilberts Annalen XXVIII. 1808. 483.
Zeune, Ueber Basaltpolarität, Berlin 1809.
Nöggerath, Schweiggers Journ. der Ph. u. Chem. 1828. XXII. 221.
Reuss, ebendas. 1828. XXIII. 236.
Galbraith, Edinburgh new philos. journal 1831. 287.
Förstemann, Verhandl. des naturhist. Ver. der preuss. Rheinl. u. Westph. 1844.
Fournet, Annales de la soc. d'agriculture de Lyon 1848.
Zaddach, Verhandl. des naturh. Ver. der pr. Rheinl. u. Westph. 1851. VIII. 195.
Reich, Poggend. Ann. 1849. LXXVII. 32.
Delesse, Ann. des mines (4) XIV. 1848. 429 und XV. 1849. 497. Ueber den Magnetismus von Gläsern, entstanden aus der Schmelzung von Gesteinen, vgl. ebendas. XIV. 1848. 373.
Durocher, Comptes rendus XXVIII. 1849. 589.
Tasche, Jahrb. der geol. R.anst. VIII. 1857. 649.
v. Haidinger, ebendas. VIII. 1857. 806.
Förstemann üb. Mellonis Unters., Poggend. Annal. CVI. 1859. 106.
Ludwig, polarmagnetische Gest. bei Frankenstein, Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. s. w. zu Darmstadt 1863. 150.

Deicke, Verh. d. nat. Ver. d. pr. Rheinl. u. Westph. 1864. XXI. 1.
M. Mallard, Gest. v. Puy Chopine, Comptes rendus LX. 1865. 1068.

Ueber die Leitungsfähigkeit der Electricität in hohen Temperaturen bei verschiedenen Gesteinen haben Rivot und Phillips Untersuchungen angestellt. Ann. des mines (4) XIV. 1848. 57.

Texturverhältnisse.

Bei den in diesem Abschnitt betrachteten gemengten Gesteinen kommen fast alle jene Texturverschiedenheiten vor, welche früher erwähnt wurden. Weitaus der grösste Theil erscheint im krystallinischen Zustande und zwar begegnen wir hier, wie es die Ueberschrift dieser Classe besagt, vorwiegend krystallinisch-körnigen Gesteinen; bisweilen geht ein Theil derselben auch in krystallinisch-schieferige Massen über und wegen des innigen Zusammenhangs, worin diese Bildungen mit jenen stehen, reihen wir sie ihnen an. Die krystallinischen gemengten Gesteine sind entweder deutlich gemengt oder scheinbar dicht, wenn man ihre krystallinischen Mineralkörner nicht mehr mit blossem Auge zu unterscheiden vermag; sowohl innerhalb der deutlich krystallinischen Massen, als zumal innerhalb der scheinbar homogenen Grundmasse haben sich einzelne grössere Krystalle ausgeschieden, wodurch porphyrartige und Porphyrtextur entstehen. Diejenigen Mineralien, welche in grössern Krystallen ausgeschieden sind, finden sich allemal auch in der feinkörnigen oder dicht erscheinenden Grundmasse, dagegen zeigt es sich manchmal, dass in der Grundmasse Mineralien enthalten sind, welche sich nicht auch in grössern Krystallen darbieten. So besitzt z. B. der Porphyr von Elfdalen in Schweden in der Grundmasse Quarz, solchen aber nicht in erkennbaren Individuen ausgeschieden.

Ein kleiner Theil dieser Gesteine ist als glasige, halbglasige oder schaumige Masse ausgebildet, welche entweder frei von Krystallen ist, oder solche ausgeschieden enthält. Sie seien hier mit den krystallinisch-körnigen Gesteinen zugleich betrachtet, von denen sie sich kaum trennen lassen.

Diese verschiedenen Texturausbildungen haben, wie es scheint in abweichenden Verhältnissen der Festwerdung ihren Grund. Untersuchungen, welche man an künstlich geschmolzenen und alsdann

der Erkaltung überlassenen Gesteinsmassen angestellt hat, deuten darauf hin; so haben vielfache Versuche gelehrt, dass ein geschmolzenes Gestein, bei dem raschen Abkühlen eine glasige Schlacke, beim langsamen Abkühlen eine steinige, porzellanähnliche, krystallinische Masse liefert. Man hat sich daher daran gewöhnt, in den natürlichen Glasgebilden die Producte rascher, in denjenigen der krystallinischen Gesteine, welche überhaupt durch Wärme plastisch gewesen zu sein scheinen, die Producte langsamer Erkaltung zu erblicken; auch ist die Vermuthung berechtigt, dass die Grösse des Korns im Ganzen von der Langsamkeit des Abkühlungsprocesses abhängig ist, so dass also deutlich krystallinische Gesteine langsamer festgeworden seien, als kryptokrystallinische. Druckverhältnisse scheinen gleichfalls bei diesen Vorgängen eine nicht zu unterschätzende Rolle zu spielen.

Bei ein und derselben Schlacke eines guten Hochofenganges nahm Bischof in Mägdesprung fünferlei Abkühlungen vor. Die rascheste, durch kaltes Wasser lieferte weissen, leicht zerreiblichen Bimstein unter Schwefelwasserstoffentwicklung; eine Abkühlung über kaltem, etwas feuchtem Sande ergab härtere und noch farbige Bimsteinmasse. Noch langsamere Abkühlung auf völlig trockner Unterlage brachte ein braungrünes durchsichtiges Glas hervor. Unter einer schützenden Decke von trockenem Sande entstanden quadratische Krystallprismen in Menge und zwischen denselben lagen rundliche Absonderungen aus regelmässig strahligen Fasern bestehend, welche von einem Mittelpunkte aus nach allen Richtungen gingen. Wurde endlich dieselbe Schlacke in einer mit warmem Kohlengestübbe ausgefütterten Grube einer höchst langsamen Abkühlung ausgesetzt, so zeigte sich im Bruche weder eine Spur der glasigen Masse, noch der quadratischen Prismen, sondern ein feines Strahlsteingefüge von grüner Farbe hatte sich durch die ganze Masse gleichförmig verbreitet (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1853. V. 612).

Mit diesen Vorgängen stehen nun manche Erscheinungen, welche sich bei gemengten körnigen und porphyrischen, sowie den glasigen Gesteinen zeigen, im Zusammenhang. Wo die geschmolzen-plastische Masse derselben in Spalten als Gang fest ward, waren es allemal die kalten Kluftwände, an denen die Erstarrung am raschesten vor sich ging; manche Lava- und Basaltgänge sind daher auch in den dem Nebengestein zunächst angrenzenden Theilen

als Glasmasse ausgebildet, während das Innere, wo die Abkühlung langsamer erfolgte, eine krystallinische Masse darstellt, in welche jenes seitliche Glas allmählich übergeht (vgl. S. 140). Bei Lavaströmen findet an der Oberfläche und im Innern ein gleicher Gegensatz in der Texturausbildung statt, Obsidianströme werden nach unten zu steinig; die Ströme des Kegels von Alta vista auf Teneriffa, oben aus glänzendem, bouteillenglasähnlichem halbdurchsichtigem Obsidian bestehend, werden unten zu einer weniger glänzenden, pechsteinartigen Masse, welche in solcher Menge mit Feldspathkrystallen erfüllt ist, dass sie einer krystallinischen Gebirgsart ähnlich ist (L. v. Buch, phys. Beschr. d. can. Ins. 1825. 229). Auch diejenigen Gesteine, deren Magmen höchst wahrscheinlich nicht oder nicht nur als Schmelzfluss, sondern im durchwässerten Zustande plastisch waren, weisen analoge Erscheinungen auf: bei den Porphyrgängen ist es kein seltenes Vorkommniss, dass an den Saalbändern eine wenn auch nicht glasige, dann doch so mikrokrystallinische Masse sich zeigt, dass dieselbe ein vollständig homogenes Aussehen hat, während nach dem Innern zu einzelne Krystalle sich allmählich darin ausgeschieden finden und manchmal in der Gangmitte ein kleinkörnig-granitartiges Gemenge sich darbietet. Damit dürfte auch die Erscheinung im Zusammenhang stehen, dass in einigen Gegenden die aufsetzenden Gesteinsgänge unverkennbar um so feinkörniger sind, je geringere Mächtigkeit sie besitzen. v. Cotta macht z. B. die interessante Mittheilung, dass im Granitgebiet der sächsischen Oberlausitz eine Menge kleiner deutlich gemengter Dioritkuppen auftritt, daneben aber schwächere Gänge, deren Textur eine feinkörnige, fast dichte ist. Bei Belmsdorf unweit Bischofswerda beobachtete er einen 20—30 Fuss mächtigen Dioritgang, der in der Mitte feinkörnig, gegen die Spaltenwände hin aber fast dicht ist. Ausläufer desselben in den Granit bestehen sogar aus einer vollkommen dichten, fast ganz schwarzen Masse (Erläuter. zur geogn. Karte von Sachsen, Heft III. 24; Gesteinslehre 1862. 98). Ganz dieselben Verhältnisse nahm Harvey Holl an den Diabasgängen wahr, welche die metamorphischen Schichten der Malvern Hills durchsetzen (Qu. journ. of the geol. soc. XXI. 1865. 86).

Auch die schieferige Textur, welche einige der in diesem Abschnitt betrachteten Gesteine bisweilen gewinnen, scheint sich meist an die Grenzen ihrer Massen zu binden, und so entweder mit

Abkühlungs- oder vielleicht eher mit Druck- oder Frictionsverhältnissen in Verbindung zu stehen; so entwickeln Granitmassivs an ihrer Peripherie manchmal eine vollkommen gneissartig-schieferige Textur, so offenbaren Porphyrgänge an ihren Saalbändern keineswegs selten ein schieferig ausgebildetes Gefüge.

Ursprünglich blasige oder poröse Textur, welche nicht das Resultat späterer Auswitterungsprocesse von Mineralien ist, rührt von der Entwicklung von Gasen und Dämpfen während der Abkühlung her. Früher schon (S. 90) wurde darauf aufmerksam gemacht, dass die blasige Textur sich in viel ausgedehnterm Maasse bei den kieselsäureärmern Gesteinen findet, als bei den kieselsäurereichern.

Mineralogische und chemische Gruppirung.

Die gemengten krystallinisch-körnigen Gesteine sind weitaus der Mehrzahl nach Feldspathgesteine. In letzterer Zeit hat man begonnen, die Classification und Gruppirung derselben auf die Natur der in ihnen vorkommenden Feldspathe zu begründen, wie dies namentlich für die Trachytgesteine von G. Rose (im IV. Bande von v. Humboldts Kosmos) und für die Feldspathgesteine überhaupt von Roth in seinen trefflichen Vorbemerkungen zu den Gesteinsanalysen in zweckmässiger Weise geschehen ist. Schon Abich äusserte vor 25 Jahren: »In dem Maasse, als tiefer eindringende petrographische Forschungen die verschiedenen Feldspathgattungen als characteristische Unterscheidungsmerkmale für ganze Gesteinsreihen kennen lehren, scheint es möglich zu werden, diese Fossilien auf eine ähnliche Weise für die Characteristik der endogenen Felsarten zu benutzen, wie die versteinerten Reste organischer Wesen als die bestimmenden Merkmale der auf neptunischem Wege gebildeten Felsarten mit so vielem Erfolge angewandt worden sind« (Vulk. Erscheinungen 1841. 6). Es war bei diesen Versuchen fast durchgehends nicht nothwendig, den Begriff, welchen man bisher mit den einzelnen Gesteinsarten verband, eine Aenderung erleiden zu lassen: indem die herkömmlichen Definitionen derselben bereits grösstentheils die Beschaffenheit der in ihnen eingeschlossenen Feldspathe betonten, brauchten ihre Grenzen weder erweitert noch verengt zu werden, sondern man konnte die Gesteinsarten ihrer gewöhnlichen Bedeutung nach ohne weiteres nach jenem Princip classificiren.

Die Feldspathe kann man sondern in Alkalienfeldspathe, zu denen Orthoklas (und Sanidin) und Oligoklas, und inKalkfeldspathe, zu denen Labrador und Anorthit gehören. Legt man die Natur der Feldspathe zu Grunde, so lassen sich bei den Feldspathgesteinen Orthoklas (Sanidin)-Gesteine, Oligoklasgesteine, Labradorgesteine und Anorthitgesteine unterscheiden. Alkalienfeldspathe und Kalkfeldspathe scheinen nicht zusammen in den Gesteinen vorzukommen, dagegen ist es eine sehr häufige Erscheinung, dass Orthoklasgesteine zugleich Oligoklas enthalten. Wo die Trennung durchführbar ist, da wird man die durch Orthoklas characterisirten Gesteine in Orthoklas- und Orthoklas-Oligoklasgesteine eintheilen. Ob auch Labrador und Anorthit zusammen vorkommen, ist unbekannt; jedenfalls ist die Lösung dieser Frage mit grossen Schwierigkeiten verbunden.

Die Erkennung der triklinen Feldspathe, die Entscheidung, ob man es mit einem Oligoklasgestein, Labradorgestein, Anorthitgestein zu thun habe, ist in manchen Fällen nicht eben leicht. Eine Analyse der ausgeschiedenen Feldspathkrystalle ist natürlicherweise das untrüglichste Mittel; wo diese sich nicht ausführen lässt, da gelangt man durch geschickte Deutung der Bauschanalyse des Gesteins häufig zum Ziel, wo jene zu umständlich erscheint, da vermag man durch Untersuchung des spec. Gewichts, der Löslichkeit u. s. w. des Feldspaths, sowie durch Erwägung der Associationsverhältnisse mit andern Mineralien sich einen wenigstens wahrscheinlich richtigen Schluss über die Natur desselben zu bilden; bei einem verwitterten oder unreinen Feldspath hat man zu ermitteln, welchem der drei Typen sich derselbe am meisten nähert. Mit Bezug auf S. 30 sei hier erwähnt, dass selbst, wenn durch weitere Forschungen Oligoklas und Labrador sich als intermediäre Verwachsungen oder Mischungen zweier extremen Endglieder erweisen sollten, dennoch eine weitere Eintheilung der Gesteine mit triklinen Feldspathen, je nachdem diese letztern mehr oder weniger basisch sind, sich als höchst zweckmässig darstellen wird und so die Oligoklasreihe und die Labradorreihe immerhin ihre Geltung — wenn auch in etwas erweiterter Bedeutung — bewahren können. Diejenigen aber, welche alsdann auf die innige Verknüpfung aller triklinen Feldspathe unter einander grosses Gewicht legend, etwa

alle Gesteine, welche dieselben wesentlich enthalten, zusammenzufassen gedenken, brauchen nur die beiden Schranken, welche hier zwischen Oligoklas-, Labrador- und Anorthitgesteinen gezogen sind, niederzuwerfen, um die hier versuchte Gruppirung auch ihrer Anschauungsweise anzupassen.

Ein Theil der Feldspathgesteine ist quarzhaltig, ein anderer, umfangreicherer ist quarzfrei. Hauptsächlich sind es nur die Orthoklas (Sanidin)- und die Oligoklasgesteine, von denen ein Theil Quarz führt; Combinationen von Quarz und den basischern Feldspathen, Labrador und Anorthit sind nur in höchst spärlicher Anzahl bekannt. Namentlich lassen sich die Orthoklasgesteine trefflich in quarzhaltige und quarzfreie sondern; consequenter Weise wird man auch diejenigen derselben zu der quarzhaltigen Abtheilung zählen, welche diesen Gemengtheil allerdings nicht deutlich ausgeschieden zeigen, deren Kieselsäuregehalt aber den des Orthoklas übertrifft.

Ausser dem Quarz bilden Hornblende und Augit die Hauptgemengtheile der Feldspathgesteine; obschon beide Mineralien, welche in ausgezeichneter Weise homöomorph, eine identische Zusammensetzungsformel besitzen, vielleicht häufiger als man glaubt, nebeneinander vorkommen, bald in selbständigen Individuen, bald in allerinnigster Verwachsung, so lassen sich dennoch gewisse Gesteine leicht in hornblende- und augitführende trennen. Besonders empfiehlt sich für die Oligoklasgesteine diese Sonderung in hornblende- und augithaltende, zumal da die Unterscheidung in quarzführende und quarzfreie Oligoklasgesteine in erster Linie nicht so leicht durchzuführen ist; in zweiter Linie kann dieselbe jedoch in zweckmässiger Weise vorgenommen werden; dabei wird man nur bei den Hornblende-Oligoklasgesteinen die Anwesenheit oder Abwesenheit von Quarz ins Auge zu fassen haben, da die Gegenwart von Quarz in Augitgesteinen fast gar nicht bekannt ist. Da die Orthoklasgesteine keinen Augit, sondern nur Hornblende führen, so fällt die Eintheilung derselben nach ihrem Gehalt an dem einen oder andern Mineral von selbst weg. In dem weitaus grössten Theile der Labradorgesteine erscheint nur Augit, in einigen tritt Hornblende neben vorwiegendem Augit in das Gemenge ein; die nach unsern jetzigen Kenntnissen ganz unverhältnissmässig kleine Zahl der Fälle, wo Hornblende allein den Labrador begleitet, ver-

schwindet vollständig, daher lässt sich vorderhand bei den Labradorgesteinen keine Sonderung in Hornblende- und Augitgesteine durchführen. Die Gesteine mit Anorthit indessen, neben welchem sowohl Hornblende als Augit erscheint, würden eine solche Trennung ohne weiteres zulassen. Neben dem Augit treten noch zwei andere Mineralien mit dem Labrador in Combination, Diallag und Hypersthen, und je nach der ausschliesslichen Gegenwart oder dem Vorherrschen eines dieser drei gliedern sich die Labradorgesteine in augit-, diallag- und hypersthenführende.

Hornblende und Magnesiaglimmer, in gewissen Fällen stöchiometrisch gleich zusammengesetzt, scheinen sich gegenseitig zu vertreten; man wird daher innerhalb derjenigen Gruppe der Oligoklasgesteine, welche man als die hornblendeführende abgetrennt hat, auch noch auf die grössere oder geringere Glimmermenge Gewicht legen können; dasselbe lässt sich in zweckmässiger Weise bei den quarzfreien Orthoklasgesteinen vornehmen.

Wegen des oben erwähnten vielfachen Zusammenvorkommens von Hornblende und Augit und der innigen Beziehung, worin dieselben z. B. im Uralit, im Smaragdit stehen, ferner wegen der selbst durch eine noch so genaue chemische Analyse oder mikroskopische Untersuchung kaum zu besiegenden Schwierigkeit, in kryptokrystallinischen Gesteinen dieselben von einander zu unterscheiden, scheint es nicht sehr empfehlenswerth, alle Gesteine mit triklinem Feldspath zusammenfassend, dieselben in erster Linie nach ihrem Gehalt an Augit oder Hornblende zu sondern.

Die drei Mineralien: Nephelin, Nosean und Leucit stellen sich der Art und Weise nach, wie sie in den Gesteinen vorzukommen pflegen, offenbar als Vertreter der Feldspathe dar, und die sie enthaltenden Gesteine lassen sich, zumal da sie selbst meistentheils feldspathhaltig sind, ungezwungen mit den Feldspathgesteinen vereinigen. In einem Theile derselben spielt der Orthoklas (Sanidin) in Verbindung mit Elaeolith (Nephelin) oder Nosean eine Hauptrolle und diese Gesteine könnte man als eine Nebenreihe zu den Orthoklas-Oligoklasgesteinen aufführen. Diejenigen, welche Nephelin allein, Leucit allein, Nephelin und Leucit zusammen führen (worin sich häufig auch geringe Mengen von Nosean oder Sanidin einstellen), scheinen wegen ihres Augitgehalts und ihrer basischern Zusammensetzung den Oligoklasgesteinen und zwar den augitischen

angereiht werden zu dürfen, wo sie dann gewissermaassen eine Zwischengruppe zwischen den Oligoklas- und Labradorgesteinen darstellen.

Nach ihrer mineralogischen Ausbildung gehören zu den Orthoklas(Sanidin)-Gesteinen hauptsächlich folgende Gesteine, a) quarzhaltig: Granit (Syenitgranit), Granitporphyr, Felsitporphyr (Petrosilex), Quarztrachyt; b) quarzfrei: Syenit (Foyait, Miascit), quarzfreier Orthoklasporphyr (Minette), Sanidintrachyt, Sanidin-Oligoklastrachyt, Phonolith (Noseanphonolith).

Zu den Oligoklasgesteinen: a) hornblendehaltig: Diorit (Hornblende- und Glimmerdiorit), Porphyrit, Hornblende-Andesit; b) augithaltig: Melaphyr, Augit-Andesit.

Bei dem Diorit pflegte man bisher das Hauptgewicht auf die Hornblende zu legen und unter ihm ein solches Gestein zu verstehen, in, welchem diese überhaupt mit einem triklinen Feldspath verbunden ist; daher kommt es, dass auch z. B. hornblendehaltige Anorthitgesteine den Dioriten zugezählt wurden. Bei der Classification der Gesteine nach ihren Feldspathen wird man also den bisherigen Begriff des Diorit in seinem ganzen Umfange nicht mehr festhalten können und die bereits mit dem Diorit vereinigten Labrador- und Anorthitgesteine ausscheiden müssen, damit aus dem Diorit nunmehr ausschliesslich ein Oligoklasgestein werde; glücklicherweise ist die Anzahl der so abzulösenden Gesteine eine verschwindend kleine, indem die weitaus überwiegende Mehrzahl der bisherigen Diorite in der That oligoklasführend ist; dass nicht viele Labradorgesteine dem Diorit zugezählt werden konnten, ergibt sich schon daraus, dass überhaupt die Combination von Labrador mit Hornblende eine ausserordentlich seltene ist. Die Veränderung in dem neuen Umfang des Diorit ist daher von fast keinem Belang.

Zu den Labradorgesteinen gehören: Diabas, Labrador-Gabbro, Hypersthenit, Labradorporphyr, Augitporphyr, Basalt.

Unter den Diabasen verstand man Combinationen von Augit mit einem triklinen Feldspath, indem man namentlich die Gegenwart des erstern Gemengtheils betonte. Vergleicht man indessen die Diabase, deren Mineralelemente genauer untersucht wurden, so ergibt sich, dass sie fast sämmtlich Labradorgesteine sind; die so constituirten Gesteine bilden nun unsern Diabas, dessen Umfang daher kaum wesentlich von dem des frühern Diabas verschieden

ist; die sehr spärlichen oligoklasführenden sog. Diabase müssen mit dem Diorit vereinigt werden.

Von den Anorthitgesteinen sind bis jetzt nur wenige Vorkommnisse genauer bekannt; ihr Kreis erweitert sich aber stets mehr und mehr. Der Nachweis dieses Feldspaths ist ein Ergebniss neuerer Forschungen und die hierher gehörigen Glieder wurden früher zu andern Gesteinen, namentlich zu Dioriten und Basalten gerechnet; sie können füglich wie erwähnt in hornblende- und augithaltige geschieden werden; die letztern hat G. Rose Eukrit genannt; die Hornblende- Anorthitgesteine sind noch nicht mit einer besondern Bezeichnung bedacht worden und es liesse sich für dieselben der Name Corsit in Vorschlag bringen, da der corsische sog. Kugeldiorit ein ausgezeichnetes Beispiel dieser Combination darbietet.

Man könnte auch geneigt sein, anstatt innerhalb gewisser Feldspathgesteinsgruppen quarzhaltige und quarzfreie zu unterscheiden, die Gegenwart oder das Fehlen des Quarz als oberstes Eintheilungsprincip aufzustellen und alsdann die beiden sich so ergebenden grossen Abtheilungen nach ihren Feldspathen weiter einzutheilen. Es ist jedoch nicht zu verkennen, dass dadurch der allgemeine und innige Verband mancher Gesteine in wenig fruchtbringender Weise zerrissen würde. Der Diorit z. B. würde in zwei Glieder, ein quarzführendes und quarzfreies zertheilt, welche an weit auseinanderliegenden Stellen ihren Platz finden würden, während dieselben doch in der Natur derart auf das engste zusammenhängen, dass eine und dieselbe Dioritablagerung hier Quarz enthält, dort nicht. Ueberdies ist die Frage, ob Quarz gegenwärtig oder nicht, bei kryptokrystallinischen Gesteinen mineralogisch oft gar nicht, durch mühevolle chemische Analyse oft nur unsicher zu entscheiden, und Gesteine mit sehr geringem Quarzgehalt schwebten zwischen beiden Abtheilungen geradezu in der Luft. Da wo sich räumlich und petrographisch die Sonderung nach dem Quarzgehalt zweckmässig durchführen lässt, bei den Orthoklasgesteinen, da ist dieselbe auch hier zum Ausdruck gebracht. Mit Roth halten wir dafür, dass die Natur der Feldspathe es ist, wonach in erster Linie die weitaus empfehlenswertheste Eintheilung der Gesteine vorgenommen wird.

Die durch die Verschiedenheit der Feldspathe characterisirten

Abtheilungen zerfallen ihrerseits in eine Anzahl von Gesteinen, welche unter sich eine übereinstimmende mineralogische Zusammensetzung besitzen und es entsteht die Frage, wie sich die einzelnen zusammengehörenden Glieder jener Abtheilungen von einander unterscheiden.

Wenn, wie es keinem Zweifel unterworfen ist, zu allen Zeiten während der Ablagerung der sedimentären Schichten eruptive krystallinische Massengesteine zur Ausbildung gelangt sind, so müssen letztere ein verschiedenes Alter zur Schau tragen. Mit mehr oder weniger bewusster Absicht hat man diese Unterschiede im geologischen Alter bei gewissen Gesteinen zum Grunde ihrer Abtrennung von denjenigen benutzt, welche mineralogisch gleich oder höchst ähnlich zusammengesetzt sind; die jüngern während oder nach der Tertiärformation zur Ablagerung gekommenen körnigen Eruptivgesteine hat man sammt und sonders auf Grund dieser Altersbeziehungen mit andern Namen belegt, als die verwandten ältern Gesteine; jene jüngern Gesteine sind a) unter den Orthoklasgesteinen: Quarztrachyt, Sanidintrachyt, Sanidin-Oligoklastrachyt, Phonolith; b) unter den Oligoklasgesteinen: Hornblende- und Augitandesit; c) unter den Labradorgesteinen: Basalt; bei den Anorthitgesteinen sind die jüngern Glieder noch nicht besonders unterschieden. Diese jüngern Gesteine zeichnen sich auch durch die glasige und rissige Beschaffenheit ihrer Feldspathe aus. Die in jeder Abtheilung übrigbleibenden Gesteine gehören alsdann den ältern an.

Dass es jedoch bei diesen jüngern Gesteinen weniger die mineralogische Ausbildung als vielmehr eben das geologische Alter ist, welches zu ihrer Abtrennung Veranlassung gegeben hat und gibt, möge aus einigen Beispielen erhellen. Zwischen manchem schwarzwälder oder sächsischen sog. Hornsteinporphyr mit eingesprengten Quarzen und manchen der bekannten Gesteine aus der Umgegend von Schemnitz, welche gleichfalls in einer splitterigen hornsteinähnlichen Grundmasse Quarze enthalten, ist in Handstücken auch nicht der mindeste Unterschied nachzuweisen, und dennoch wird das eine Gestein Felsitporphyr, Quarzporphyr, das andere Liparit, Rhyolith, Quarztrachyt genannt, nur auf Grund des sehr verschiedenen Alters. Die in den ungarischen und siebenbürgischen Erzdistricten vielverbreiteten Gesteine, welche früher als Grünsteinporphyre und Grünsteine aufgeführt wurden, werden nunmehr als Tra-

chyte und Andesite bezeichnet, nachdem ihre Eruptionsepoche festgestellt worden.

In Island erscheinen grobkörnige Gesteine, bestehend aus Labrador und Augit, welche Jedermann in Handstücken den Diabasen zuzählen würde; die geologischen Verhältnisse ihrer Heimath machen sie indessen zu Doleriten. Bekannt ist die Schwierigkeit, olivinfreien Basalt von andern dunkelgefärbten dichten Eruptivgesteinen zu trennen; sie ist gehoben, sobald das tertiäre oder posttertiäre Alter erwiesen ist. Alle diese Beispiele sind in der That eben so viele Beweise dafür, dass für gewisse Gesteine die Absonderung von andern auf Grund geologischer Altersbeziehungen erfolgt, wenn auch in den meisten Lehrbüchern diese Beziehungen nicht in die Definition der betreffenden Gesteine aufgenommen wurden.

Diejenigen dieser krystallinisch-körnigen Gesteine, deren Entstehung mit der Tertiärformation anhebt, kann man als jungeruptive bezeichnen, im Gegensatz zu den übrigen alteruptiven Gesteinen; jene pflegt man auch vulkanische Gesteine zu benennen, weil einige ihrer Glieder mit Vulkanen im Zusammenhang stehen; doch scheint es gerathener, eben nur diese letztern als Laven ausgebildeten Vorkommnisse derselben als vulkanische Gesteine aufzuführen.

Selbst nun, nachdem die jungeruptiven Gesteine abgetrennt sind, ergeben sich unter den alteruptiven innerhalb der verschiedenen durch die Feldspathe characterisirten Abtheilungen noch Gesteine, welche ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach untereinander übereinstimmen; hier sind es aber Verschiedenheiten in der Texturausbildung, welche die Sonderung zu Wege bringen. Ein Theil der alteruptiven Gesteine ist nämlich phanerokrystallinisch und mehr oder weniger gleichmässig körnig gemengt, ein anderer Theil zeigt eine kryptokrystallinische oder porphyrische Textur; für eine jede der oben erwähnten Mineralcombinationen gibt es einen körnigen und einen krystallinisch-dichten oder porphyrischen Typus und glücklicherweise sind alle diese Typen bereits mit eingebürgerten Namen bedacht. So sind z. B. Syenit und quarzfreier Orthoklasporphyr in mineralogischer Hinsicht in vollständig gleicher Weise zusammengesetzt: das erstere Gestein stellt die körnige, das letztere die porphyrische Ausbildungsweise desselben Mineralgemenges dar.

Während sich so die massigen Feldspathgesteine in befriedigender Weise in eine grössere Abtheilung, die ältern, und in eine kleinere, die jüngern trennen lassen und die Glieder der erstern nach ihrer Texturverschiedenheit wiederum in zwei parallele Reihen zerfallen, hat man auch versucht, das Sonderungsprincip des geologischen Alters einzig und allein zur Anwendung zu bringen und die Gesteine in drei Abtheilungen, in altplutonische, mittelplutonische (mesoplutonische) und neuplutonische einzutheilen, wobei man zu den altplutonischen vorwiegend die ältern körnigen, zu den mittelplutonischen die ältern porphyrischen rechnete.

In solcher Weise aber die nach Abtrennung der jüngern Gesteine übrig bleibenden ältern nochmals in uralte und mittlere einzutheilen, erscheint weder zweckmässig, noch wenn man die Eruptionsepochen der einzelnen ins Auge fasst, consequent durchführbar. Wenn nämlich auch in der That die meisten der porphyrischen Gesteine jüngerer Entstehung sind, als die in mineralogischer Hinsicht übereinstimmend zusammengesetzten körnigen, die meisten Ablagerungen des Granit z. B. denen des Felsitporphyr, die meisten des Syenit denen des quarzfreien Orthoklasporphyr vorangehen, so lassen sich doch keineswegs diese Altersbeziehungen in der Weise verallgemeinern, dass man innerhalb des Kreises dieser ältern Gesteine zwei Reihen, eine alte und eine junge aufstellt, denn der Ausnahmen sind allzuviele. Alle jene Punkte, wo z. B. Granite jünger als Trias, Felsitporphyre älter als die Steinkohlenformation sind, zeigen auf das deutlichste, dass die Altersverhältnisse dieser beiden Gesteine nicht so scharf gegen einander abgegrenzt sind, dass sich eine einigermaassen bestimmte Scheidungslinie in dieser Hinsicht zwischen ihnen ziehen lässt und allgemein der Granit als palaeoplutonisches, der Felsitporphyr als mesoplutonisches Gestein bezeichnet werden kann. Mit Bezug auf ein gewisses Vorkommniss kann man aber ganz zweckmässig von einem palaeoplutonischen oder mesoplutonischen Granit reden. Nicht günstiger fallen diese Beziehungen bei den übrigen mineralogisch zusammengehörenden Gesteinen der ältern Abtheilung aus.

Namentlich werden aber die Bestrebungen, innerhalb der ältern Abtheilung noch weitere Altersdifferenzen hervortreten zu lassen, dadurch vereitelt, dass so zahlreiche Uebergänge und enge Verknüpfungen der körnigen und der porphyrischen Gesteine vorliegen,

Erscheinungen, welche auf eine gleichzeitige Ablagerung des Materials schliessen lassen. Dennoch kann man, wie erwähnt, daran festhalten, dass durchschnittlich unter den ältern Gesteinen die körnigen die ältesten sind, denen die porphyrischen folgten.

Die umstehende Tabelle versucht es, die oben entwickelten Eintheilungen und gegenseitigen Beziehungen der Feldspathgesteine, welche für die folgende Beschreibung derselben als Grundlage dienen, zur Anschauung zu bringen.

In dieser Gruppirung der Feldspathgesteine sind nur die Haupttypen derselben aufgeführt; an dieselben schliessen sich andere Varietäten seltenern Vorkommens und geringern Belanges an, welche später erwähnt werden. Die in jeder senkrechten Colonne unter einander stehenden Gesteine besitzen dieselbe oder höchst ähnliche mineralogische Zusammensetzung; damit steht in Verbindung, dass auch die chemische Zusammensetzung derselben überaus nahe übereinstimmt. Die in horizontaler Richtung neben einander gestellten Gesteine einerseits der ersten und zweiten, andererseits der dritten Reihe unterscheiden sich durch das Alter, die Glieder der ersten und zweiten horizontalen Reihe durch die Texturausbildung. In den unter einander gruppirten Gliedern ist somit das unterste jedesmal die Repetition desselben gleich oder höchst ähnlich constituirten Eruptionsmagmas, welches in ältern Perioden die darüber stehenden Gesteine lieferte und zwar in körnigem Typus als oberstes, in porphyrischem Typus als mittleres Glied.

Die alten phanerokrystallinischen Oligoklas-Augitgesteine, welche nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnisse noch nicht hervortreten, werden sich ohne Zweifel nachweisen lassen und höchst wahrscheinlich vorzugsweise unter den augenblicklich zum Diabas gezählten Gesteinen finden (vgl. Diorit). Von den Leucitophyren und Nepheliniten sind die ältern Glieder nicht bekannt. Da Rammelsberg gezeigt hat, dass natronhaltiger Leucit in 7 Atome Sanidin und 4 Atome Nephelin zerfallen kann, so bilden vielleicht die alten Orthoklas-Elaeolith-Gesteine auch z. Th. das Aequivalent für die vulkanischen jungen Leucitophyre, wobei es eigenthümlich ist, dass diese immer nur Augit, jene Hornblende führen. In der quarzfreien Orthoklas-Elaeolithreihe leuchtet die mineralogische Identität der ältern phanerokrystallinischen und porphyrischen und der jüngern Gesteine auf das deutlichste ein, so ist z. B. der Foyait dem eigent-

Alter.	Textur.	Orthoklasgesteine *mit Quarz.* *ohne Hornbl.*	Orthoklasgesteine *mit Quarz.* *mit Hornbl.*	Orthoklasgesteine *ohne Quarz.* *mit oder ohne Oligoklas.*	Orthoklasgesteine *ohne Quarz.* *mit Elaeol. od. Nephel.*	Oligoklasgesteine *mit u. ohne Quarz.* *mit Hornbl.*	Oligoklasgesteine *mit u. ohne Quarz.* *mit Augit.*	Nephelin- und Leucitgest.	Labrador-gesteine.	Anorthitgesteine. *mit Hornbl.*	Anorthitgesteine. *mit Augit.*
Aeltere Gesteine.	*phanero-krystallinisch.*	Granit.	Syenit-granit.	Syenit (Hornblende- und Glimmer-Syenit).	Foyait Zirkonsyenit Miascit Ditroit.	Diorit (H.- u. Gl.-Diorit).			Diabas Labrador-Gabbro Hypersthenit	Eukrit Corsit. nach dem Alter noch nicht getrennt.	
	porphyrisch u. kryptokrystall.	(Granitporphyr) Felsitporphyr Petrosilex Felsit-Pechstein.		Quarzfreier Orthoklasporphyr. (Minette).	Orthoklas-Liebenerit-porphyr.	Porphyrit (H.- u. Gl.-Porph.) (Kersanton).	Melaphyr (Augit-porphyr z. Th.)		Labrador-porphyr Augitporph. Diabas-aphanit.		
Jüngere Gesteine.	*krystallinisch.*	Quarztrachyt (Liparit, Rhyolith z. Th.)		Sanidin-Trachyt. / Sanidin-Oligokl.-Trachyt (Oligokl.-Phonolith ?)	(Nephelin-) Phonolith.	Horn-blende-Andesit.	Augit-Andesit.	Nephelinit Leucito-phyr.	Dolerit Basalt.		
	glasig und schaumig.	Obsidian, Perlit, Trachytpechstein, Bimstein.							Tachylyt (Basaltglas)		

lichen Nephelin-Phonolith, der alte Ditroit dem hauynführenden Nephelinit vollkommen parallel; der Orthoklas-Liebeneritporphyr, der getreue Vorläufer des Nephelin-Phonolith hat sogar häufig seine Orthoklaskrystalle gerade so parallel gelagert, wie dieser seine Sanidintafeln. Bei den Anorthitgesteinen ist die Sonderung in alte und junge noch nicht durchgeführt; bei fortschreitender Kenntniss derselben wird sie leicht vorzunehmen sein.

Es ist offenbar, dass die quarzhaltigen Orthoklasgesteine unter allen die kieselsäurereichsten sind; die quarzfreien Orthoklasgesteine stellen kieselsäureärmere Magmen dar; von den Oligoklasgesteinen sind die quarzfreien natürlicherweise noch basischer und besitzen die quarzhaltigen selten mehr Kieselsäure als die quarzfreien orthoklasführenden; die Labrador- und Anorthitgesteine sind ihrerseits wiederum basischer als die Oligoklasgesteine. Die in obigem Schema nebeneinander gestellten Gesteine einer horizontalen Reihe bieten daher eine fortlaufende Kette von immer basischer werdenden Gliedern dar, anhebend mit den sauersten quarzführenden Orthoklasgesteinen, endigend mit den basischsten Anorthitgesteinen; die ganze Reihe wiederholt sich dreimal. Auch das spec. Gewicht steigt in dieser Reihe continuirlich im Verhältniss der Abnahme der Kieselsäure und der Zunahme der Basen.

Obschon nun die chemische Zusammensetzung sich innerhalb der drei Reihen stetig verändert, so dass nirgendwo ein natürlicher Einschnitt sich zeigt, der dieselben etwa in zwei Gruppen sonderte, hat man doch dieselben ganz allgemein in saure und basische Gesteine eingetheilt; wenn man nicht vergisst, dass in der That keine scharfe Grenze zwischen beiden besteht, sondern dass allmähliche Uebergänge stattfinden, so ist, namentlich um zwischen den extremern Gliedern den Gegensatz hervorzuheben, eine solche Sonderung in saure und basische Gesteine, in Acidite und Basite, wie sie v. Cotta (N. Jahrb. f. Min. 1864. 824) zu nennen vorschlug, wohl gestattet. Aus zahlreichen Untersuchungen einzelner Gesteine ergibt sich beiläufig folgende quantitative chemische Zusammensetzung für die beiden Gruppen:

	sauer	basisch
Kieselsäure	80—60	60—40
Thonerde	8—16	10—20
Eisenoxydul u. -oxyd . .	0.5—12	7—20

	sauer	basisch
Kalk	0.5—8	3—14
Magnesia	0.5—4	2—10
Kali	10—1	3—0.5
Natron	1—8	7—1

Es erhellt aus diesen Zahlen, dass die Hauptverschiedenheit beider Gruppen in dem Kieselsäuregehalt hervortritt; die basische Gruppe enthält bei geringerm Kieselsäuregehalt mehr Thonerde, beträchtlich mehr Eisen, dagegen gewöhnlich weniger Alkalien, als die saure Gruppe. Während die saure Gruppe Quarz oft in reichlicher Menge, kalk- und magnesiaarme alkalireiche Feldspathe, verhältnissmässig wenig Hornblende und nur sehr geringe Mengen von Magneteisen besitzt, wird die basische Gruppe wesentlich von kalkreichen, alkaliarmen Feldspathen, von oft sehr eisenreichen alkalifreien oder höchst alkaliarmen Hornblenden und Augiten zusammengesetzt, häufig mit beträchtlichem Magneteisengehalt. Da, wo in der ersten Gruppe der Sauerstoff der Kieselsäure mehr als das dreifache von dem Sauerstoff der Basen beträgt, muss überall freie Kieselsäure als Quarz ausgeschieden sein, überall auch da, wo sich in einem Orthoklasgestein basischere Mineralien finden und das ganze Gestein annähernd die Mischung des Orthoklas darbietet; die Gesteine der basischen Gruppe können zwar gleichfalls freie Kieselsäure enthalten, doch scheint dieselbe seltener vorzukommen und zwar um so spärlicher, je basischer die Mischung ist. Wegen der eisenreichen Silicate, die in der basischen Gruppe auftreten, sind auch die hierher gehörenden Gesteine meist dunkler gefärbt, wogegen die eisenarmen Gesteine der sauren Gruppe vorwiegend lichte Farben aufweisen. Das spec. Gewicht ist natürlich bei den letztern ein geringeres als bei den erstern.

An die krystallinisch-körnigen Feldspathgesteine schliessen sich, deren abnorme Erstarrungsformen darstellend, auf das engste die glasigen, halbglasigen, schaumigen und emailartigen Gesteine an, die Obsidiane, Pechsteine, Bimsteine, Perlite, welche obschon sie streng genommen nicht zu dieser Abtheilung, sondern zu den einfachen Gesteinen gehören, dennoch nicht von derselben zu trennen sind. Es scheint, dass weitaus vorwiegend zur sauren Gruppe gehörende Mischungen befähigt waren, bei ihrer Festwerdung derartige Massen zu bilden (vgl. S. 58). Aus ihrer

chemischen Zusammensetzung kann man mit ziemlicher Sicherheit schliessen, welches Gestein sie bei der in gewöhnlicher Weise erfolgten Erstarrung geliefert hätten.

Ausser den Feldspathgesteinen und den mit ihnen in Verbindung stehenden Nephelin-, Nosean-, Leucit- und Hauyngesteinen, auf welche sich sämmtliche vorstehende Bemerkungen bezogen, gibt es auch feldspathfreie gemengte krystallinisch-körnige Gesteine, welche vorzugsweise aus Quarz, Glimmer, Granat, Hornblende, Augit, Diallag, Turmalin, Olivin zusammengesetzt sind; dazu gehören: Greisen, Turmalinfels, Saussurit-Gabbro, Eklogit, Cyanitfels, Granatfels, Kinzigit, Cordieritfels, Eulysit, Lherzolith, Dunit. In ihrem geologischen Vorkommen schliessen sie sich z. Th. eng an gewisse Feldspathgesteine an, z. B. Greisen und Turmalinfels an den Granit.

Bunsen hat über den chemischen Zusammenhang der krystallinischen Eruptivgesteine unter einander zunächst für die Bildungsweise der vulkanischen Gesteine Islands und Transkaukasiens eine eigenthümliche Theorie aufgestellt, welche eine eingehendere Betrachtung verdient (Poggend. Ann. LXXXIII. 1851. 197). Sie geht von der Voraussetzung aus, dass die Silicate der vulkanischen Eruptivmassen während des Ergusses zu einer homogenen Flüssigkeit miteinander verschmolzen waren, und dass sich erst beim Erstarren das Mineralgemenge ausbildet, welches die Gesteine darstellt. Für die Untersuchung über die chemische Constitution der ursprünglich gleichmässig zusammengesetzten Silicatmischung kann natürlich nur die Durchschnittszusammensetzung des Gesteins ohne Rücksicht auf die erst später darin geschiedenen Mineralien den Ausgangspunkt bilden. Indem er nun zahlreiche solche Untersuchungen für die Gesteine der rein vulkanischen Insel Island durchführte, gelangte er auf eine Beziehung, welche die verschiedenartigsten derselben, wie abweichend auch immer ihre mineralogische Constitution sein mag, auf das innigste miteinander verknüpft. Darnach gibt es in Island und wahrscheinlich in den meisten grössern vulkanischen Systemen zwei Hauptgruppen von Gesteinen, die sich trotz der allmählichen Uebergänge, durch die sie miteinander verbunden sind, dennoch leicht in ihren extremsten Gliedern als normaltrachytische einerseits und normalpyroxenische andererseits unterscheiden lassen. Die normaltrachytischen Gesteine (die kieselsäurereichsten trachytischen) entsprechen fast genau einem zweifach-

sauren Gemisch von Thonerde- und Alkali-Silicaten, in denen Kalk, Magnesia und Eisenoxydul bis zum Verschwinden zurücktreten; die normalpyroxenischen Gesteine (die kieselsäureärmsten Basalte und Dolerite) stellen zweifach basische Silicate von Thonerde, Eisenoxydul, in Verbindung mit Kalk, Magnesia, Kali und Natron dar. Zweckmässiger würde man das normalpyroxenische Glied im Gegensatz zu dem normaltrachytischen das normalbasaltische nennen, da vorwiegend Basalte dasselbe repräsentiren und seine Zusammensetzung keineswegs die des Pyroxen ist. Bunsen zog aus zahlreichen Analysen einerseits der allersauersten, andererseits der allerbasischsten Gesteine das Mittel und erhielt so folgende Durchschnittszusammensetzung:

	1. des normaltrachytischen Materials.	2. des normalpyroxenischen Materials.
Kieselsäure	76.67	48.47
Thonerde u. Eisenoxydul .	14.23	30.16
Kalkerde	1.44	11.87
Magnesia	0.28	6.89
Kali	3.20	0.65
Natron	4.18	1.96
	100.00	100.00

Das mittlere Verhältniss des Sauerstoffs der Säure zu dem Sauerstoff der Basen ist bei

der normaltrachytischen Masse = 3 : 0.596 = 5 : 1

der normalpyroxenischen Masse = 3 : 1.998 = 3 : 2

Alle übrigen unveränderten Gesteine Islands, welche diesen beiden Gruppen nicht unmittelbar angehören, zeigen eine solche Zusammensetzung, dass deren Sauerstoffgehalt in den Basen für 3 Sauerstoff in der Säure stets zwischen 0.579 und 1.948 schwankt.

Bunsen knüpft daran die Folgerung, dass diese Gesteine als Verschmelzungsgebilde oder Gemische jener beiden extremen Endglieder zu betrachten seien und dass in Island nicht mehr als zwei gesonderte grosse Heerde existirten, welche dort das Spiel der plutonischen Thätigkeit von seinem ersten Beginn an bis auf den heutigen Tag unterhalten haben. Er gibt weiter Formeln an, vermittelst deren man aus dem bekannten Kieselsäuregehalt eines solchen Mischlingsgesteins die Menge des in ihm enthaltenen normaltrachytischen und normalpyroxenischen Materials berechnen kann. Bezeichnet man mit

S die Procente der Kieselsäure in einem Mischlingsgestein
s » » » » in der normaltrachytischen Masse
σ » » » » in der normalpyroxenischen Masse,

so ist $\frac{s-S}{S-\sigma} = \alpha$, wobei α die Menge der normalpyroxenischen Masse bedeutet, welche mit einem Gewichtstheil der normaltrachytischen Masse gemischt werden muss, um die Zusammensetzung des fraglichen Mischlingsgesteins zu geben. Es lässt sich dieses α zwar aus jedem der Gesteinsbestandtheile berechnen, man wählt dazu aber am zweckmässigsten die Kieselsäure, weil diese am genauesten bestimmt werden kann, und den am meisten variirenden Bestandtheil in den Gesteinen bildet. Durch den so gefundenen Werth von α sind nun aber die sämmtlichen übrigen Bestandtheile des Mischlingsgesteins bestimmt. Denn nennt man das Gewicht der einzelnen Bestandtheile in einem Gewichtstheil des normalpyroxenischen Gesteins $p_0\, p_1 \ldots\ldots p_n$ und ebenso das Gewicht derselben Bestandtheile in der Einheit des normaltrachytischen Gesteins $t_0\, t_1 \ldots\ldots t_n$, so ergibt sich der Werth aller übrigen Bestandtheile des Mischlingsgesteins aus der Gleichung:

$$1 = \frac{(\alpha\, p_0 + t_0)}{(\alpha + 1)} + \frac{(\alpha\, p_1 + t_1)}{(\alpha + 1)} + \ldots\ldots\ldots \frac{(\alpha\, p_n + t_n)}{(\alpha + 1)}$$

Bestehen daher wirklich in Island nur zwei grosse plutonische Heerde, welche die vulkanische Thätigkeit von ihrem ersten Anbeginn bis auf die gegenwärtige Zeit unterhalten haben, und hat der Inhalt dieser Heerde wirklich die Zusammensetzung, welche den oben betrachteten extremsten Gliedern zukommt, so ist die Zusammensetzung aller nicht metamorphischen Felsarten Islands durch einen ihrer Bestandtheile, am besten den Procentgehalt an Kieselsäure bestimmt. Es lassen sich dann zugleich alle Gesteine, welche möglicherweise vorkommen können, ihrer Zusammensetzung nach theoretisch voraus bestimmen. Bunsen weist nun nach, dass die vermittelst obiger Formeln berechnete Zusammensetzung von isländischen Mischlingsgesteinen mit der durch directe Analyse gefundenen so auffallend und vollständig übereinstimmt, dass dadurch die Richtigkeit seiner Theorie einen Hauptstützpunkt gewinnt; um nur einige Beispiele anzuführen, sei erwähnt:

a) Gestein vom Reyjadalr Foss an der Nordrá bei Hvammr (1 Trachytmasse + 7.597 Pyroxenmasse). b) schwarzgraues kry-

stallinisch-körniges Gestein aus den Umgebungen von Kalmanstúnga (1 Trachytmasse + 5.117 Pyroxenmasse). c) in Platten abgesonderter Klingstein vom Klettaberg bei Kalmanstúnga (1 Trachytmasse + 0.1325 Pyroxenmasse).

	a.		b.		c.	
	gefunden	berechnet	gefunden	berechnet	gefunden	berechnet
Kieselsäure . .	51.75	51.75	53.08	53.08	73.37	73.37
Thonerde und Eisenoxydul . .	28.39	28.31	28.70	27.57	17.25	16.09
Kalk	10.49	10.65	9.92	10.16	2.49	2.66
Magnesia . . .	5.90	6.13	5.32	5.81	1.52	1.05
Kali	1.01	0.96	0.61	1.06	3.01	2.90
Natron	2.46	2.20	2.37	2.32	2.35	3.93
	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00

Auch die Zusammensetzung der Lavaströme isländischer Vulkane lässt sich durch dieses Gesetz der Gesteinsbildungen berechnen. Die grosse Uebereinstimmung, welche sich überall auf der Erdoberfläche in den vulkanischen Gebirgsmassen ausspricht, berechtigt zu der Vermuthung, dass diese Processe der vulkanischen Gesteinsbildung nicht auf Island beschränkt sind. In der That geben nach Bunsen Analysen der vorwaltend sauren Gesteine des vulkanischen Hochlandes von Armenien für die trachytischen Endglieder genau dieselbe Zusammensetzung, welche die isländischen zeigen: die Zusammensetzung der armenischen Mischlingsgesteine lässt sich durch die für Island gefundene Constitution der normaltrachytischen und normalpyroxenischen Masse berechnen, und die berechneten Analysen stimmen sehr genau mit denen, welche wir Abich verdanken.

»Man kann daher nicht zweifeln, so schliesst Bunsen seine wichtigen Betrachtungen, dass die beiden grossen vulkanischen Erhebungen, welche das armenische Hochland und die Insel Island zusammensetzen, aus chemisch gleichen Quellen geflossen sind. Der Gedanke, dass vielleicht alle vulkanischen Bildungen der Erdoberfläche aus denselben Quellen ihren Ursprung genommen haben, aus denen alle eisenfreien und eisenhaltigen plutonischen Gebirgsarten durch Verschmelzung entstanden sind, liegt um so weniger fern, als die mineralogische Verschiedenheit der gleiche Durchschnittszusammensetzung zeigenden, kaukasischen und isländischen Gebirgsarten nicht geringer ist, als wir sie bei den übrigen eisenhaltigen

Gebirgsarten plutonischen Ursprungs antreffen. Zu einer ähnlichen Untersuchung älterer Gesteine wird man nur die umfangreichen und mächtig entwickelten Gebirgssysteme wählen dürfen, um die Störungen zu vermeiden, welche aus dem Contact der chemisch metamorphosirten exogenen Gebirgsmassen mit den plutonischen entstehen könnten; denn solche Störungen zeigen sich selbst schon da, wo die vulkanischen Gesteine in isolirtern Erhebungen aus kalkigen oder kieseligen Flötzgebirgen hervorgebrochen sind.«

Streng (Poggend. Ann. XC. 1853. 103), Kjerulf (das Christiania-Silurbecken), Tribolet (Ann. der Chem. u. Pharm. LXXXV. 258) u. A. haben die auf diese Ideen gestützten Berechnungen auch für zahlreiche andere, namentlich ältere Eruptivgesteine durchgeführt und es hat sich dabei ergeben, dass auch diese im Allgemeinen eine Zusammensetzung besitzen, welche sich entweder als normaltrachytische, normalpyroxenische oder ein Gemisch beider auffassen lässt.

Indessen scheint man doch zu weit zu gehen, wenn man aus dem Umstand, dass sich auf Grund des ermittelten Verhältnisses von t (normaltrachytische Masse) und p (normalpyroxenische Masse) die Zusammensetzung eines Mittelgesteins mit Hintansetzung kleiner Differenzen berechnen lässt, nun schliesst, dass dasselbe wirklich eine Mischung von t und p sei, oder dass es in der That nur zwei Heerde seien, welche für alle Gesteine das Material lieferten. Da es immer, möchte man mit Naumann (Geognosie I. 694) sagen, dieselbe Säure, nämlich Kieselsäure ist, mit welcher dieselben Basen in mancherlei Verhältnissen verbunden sind, so muss sich wohl in vielen Fällen eine solche Mischung aus zwei Grundmassen berechnen lassen, für deren eine fast 77, für deren andere nur 48 Procent Kieselsäure vorausgesetzt werden. Es lässt sich überdies, wie es von Roth geschehen ist, nachweisen, dass nicht alle Gesteine sich den Formeln Bunsens fügen, oder dass es doch bei manchen eines gewissen Zwanges bedarf um sie denselben anzupassen (Vorbemerkungen zu den Gesteinsanalysen XII). Die Differenz, welche sich bei ihnen zwischen Analyse und Rechnung ergibt, erreicht bisweilen bedeutende Grössen (z. B. in Summa bei den einzelnen Bestandtheilen ± 6.67, ± 8.34, ± 9.27), namentlich bei den sehr feldspathreichen, hornblende-, augit- und quarzarmen Gesteinen, und zwar bei solchen, bei denen man den Grund derartiger Differenzen weder

in einem zersetzten Zustand derselben, noch in einer Alteration ihrer ursprünglichen Masse beim Durchbruch durch kieselige oder kalkige Sedimentärformation mit Fug zu erblicken vermag.

Da man bei der Berechnung eines Mischlingsgesteins von der Kieselsäure ausgeht, so stimmt diese allemal in Analyse und Berechnung überein; mindestens die Hälfte der Procente ist also jedenfalls einmal sichergestellt, Differenzen können daher nicht so scharf hervortreten, als wenn man von einem andern, weniger vorwaltenden Bestandtheil ausgeht. Gründet man die Berechnung auf die Summe von Thonerde und Eisenoxydul (eine Zusammenfassung, welche um so weniger ganz gerechtfertigt sein dürfte, da offenbar zahlreiche Gesteine auch Eisenoxyd enthalten), so erscheinen zwischen dem gefundenen und berechneten Kieselsäuregehalt Unterschiede bis zu 3.5 pct. Durch die Vereinigung von Thonerde und Eisen, sowie von Kali und Natron stellt sich die Uebereinstimmung zwischen Theorie und Beobachtung offenbar günstiger dar, als sie in Wirklichkeit ist.

Eine Anzahl von Gesteinen ist saurer als t, eine andere basischer als p und diese lassen sich natürlicherweise nach den Bunsenschen Endgliedern nicht berechnen. Tribolet half sich bei der Berechnung des Felsitporphyr von Dossenheim bei Heidelberg, der 77.92 Kieselsäure enthält, dadurch, dass er ihn aus 88.04 pct. normaltrachytischer Masse und 11.96 pct. zugeführter Kieselsäure bestehen liess. vom Rath, welcher in den hornsteinähnlichen Quarztrachyten der Euganeen noch 5 pct. Kieselsäure mehr fand als t besitzt, sagt: »Um die Bildung dieser hornsteinähnlichen Trachyte zu erklären, bedürfen wir demnach für das venetianische Vulkangebiet ausser den beiden Heerden, dem normaltrachytischen und normalpyroxenischen, durch deren combinirte Thätigkeit die isländischen Gesteine gebildet sein sollen, noch einen dritten Heerd gefüllt mit Kieselsäure; eine solche Annahme möchte sich indessen schwerlich als annehmbar empfehlen« (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864).

Gleichwohl darf man die Mängel, welche bei weiterer Verfolgung der Theorie hervortreten, keineswegs ihrem geistreichen Urheber zur Last legen: sie ist von Andern selbständig verallgemeinert und erweitert, sowie auf ein Gebiet hinübergespielt worden, für welches Bunsen sie ursprünglich gar nicht bestimmt hatte.

Namentlich treibt man die Consequenzen sicherlich allzuweit,

wenn man die Bunsensche Theorie sogar dazu anwendet, um über die eruptive Natur eines Gesteins ein Urtheil zu fällen, indem man denjenigen krystallinischen Silicatgesteinen, deren Zusammensetzung sich nach t und p berechnen lässt, deshalb den eruptiven Character beilegt, oder ihnen denselben abspricht, wenn jene Berechnung nicht auszuführen ist. Gibt es doch selbst sedimentäre Thonschiefer, welche sich der Berechnung aus t und p nicht minder gut fügen als Basalte und Trachyte.

Vgl. auch die Bemerkungen von Sartorius von Waltershausen in dessen »Vulkanische Gesteine von Sicilien und Island 416«.

Ansprechender wohl erscheint die Ansicht, durch welche Sartorius von Waltershausen die Mischungsverschiedenheit der eruptiven Gesteine zu erklären versuchte. Mit Rücksicht auf die gewöhnliche Ansicht von dem ursprünglichen Zustande der Erdkugel macht das mittlere specifische Gewicht der Gebirgsarten an der Oberfläche und das für die ganze Kugel berechnete specifische Gewicht eine stetig fortschreitende Dichtigkeitszunahme von der Oberfläche gegen den Mittelpunkt hin nothwendig. Die specifisch leichtesten Körper, Kieselsäure und die Alkalien, sind daher nach der Oberfläche zu verhältnissmässig stärker als im Innern vertreten, wo bei ihrem Zurückweichen specifisch schwerere Körper, Thonerde, Eisenoxyd, Kalkerde und Magnesia, die zwar der Oberfläche nicht fremd sind, in erhöhtem Maasse an ihre Stelle treten. Durch diese gesetzmässige, nach den specifischen Gewichten mit Ausnahmen von kleinen Schwankungen geordnete Beschaffenheit der Materie wird nothwendigerweise bei dem successiven Festwerden der einzelnen Schichten für eine jede derselben ihre mineralogische Ausbildung im Allgemeinen vorgeschrieben. Während in der äussern Rinde das Material für kieselsäurereichere Feldspathe mit Quarzausscheidung vorherrscht, kommen in dem Product aus tiefern Schichten nach und nach basische Feldspathe zum Vorschein. Abgesehen davon, dass mit der wachsenden Tiefe die Basen überhaupt gegen die Säure vorwalten, gelangen auch in ihnen die specifisch schwerern Körper mehr und mehr zur Herrschaft, Thonerde wird durch Eisenoxyd, Alkalien werden immer mehr durch Kalk und Magnesia ersetzt; so bilden sich in dem Material aus den tiefern Schichten Hornblenden, Augite, Magneteisen, Olivine, basischere, kalk- und magnesiareichere, alkaliärmere Feldspathe aus. So finden nach unten alle möglichen

Uebergänge in der Silicatconstitution statt, und man wird daher nach dieser Anschauungsweise aus der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Eruptivgesteine auf die Gegend ihres Ursprungs, oder auf die Tiefe, aus welcher ihr Material stammt, schliessen dürfen. Bunsens t und p stellen sich somit als zwei örtlich weit auseinander liegende Mischungen dar, alle Combinationen t + p als räumlich verschiedene und zwar untereinander liegende Zwischenglieder.

Die vulk. Gesteine von Sicilien und Island. 1853. 331.

In ähnlicher Weise hat v. Cotta die stoffliche Verschiedenheit der Eruptivgesteine durch die Annahme zu erklären versucht, dass die feste Erstarrungskruste der Erde vorzugsweise aus kieselsäurereichen Substanzen gebildet werde, unter welcher die flüssige Region in ihrer allgemeinen Zusammensetzung ungefähr der normalpyroxenischen Mischung entspreche. Indem die aus dem Innern emporgepressten sehr basischen Stoffgemenge viel, wenig oder gar nichts von der vorhandenen kieselsäurereichern festen Kruste lösten, näherten sie sich den extremen sauern Endgliedern t.

Geologische Fragen. 1858. 78.

Im Jahre 1857 veröffentlichte J. Durocher eine Abhandlung: Essai de pétrologie comparée ou recherches sur la composition chimique et minéralogique des roches ignées, sur les phénomènes de leur émission et sur leur classification (Annales des mines (5) XI. 217), worin er über den Zusammenhang und das gegenseitige Verhältniss der Eruptivgesteine Betrachtungen anstellte, welche der von Bunsen herrührenden Hypothese überaus ähnlich sind, ja fast mit derselben übereinstimmen und nur in wenigen Nebenzügen verändert erscheinen. Er ging von der Ansicht aus, dass alle Eruptivgesteine (roches ignées), die ältesten wie die jüngsten, von zwei Magmen herrühren, die sich zusammen unter der Erdkruste befinden und dort gesonderte Stellen einnehmen; das eine ist ein saures Magma, während das zweite einem basischen Salz vergleichbar ist (die zwei Heerde Bunsens, der normaltrachytische und normalpyroxenische). Den Unterschied in der chemischen Zusammensetzung zeigt folgendes Schema:

	Kieselsäure.	Thonerde.	Eisen- und Manganoxyde.	Kalk.	Magnesia.	Kali.	Natron.	Wasser. Fluor. Kohlensäure.	Spec. Gewicht des natürl. Gesteins.	Spec. Gewicht des Glases.
Grenzwerthe der zusammensetzenden Stoffe.										
a) sauer . . .	62—78	11—20	0.5—4	0.5—2	0.5—2	3—6	1—6	0.5—3	2.40—2.70	2.35—2.46
b) basisch . . .	45—58	11—20	7—20	5—12	3—12	0.5—3	1—6	0.5—4	2.80—3.20	2.50—2.84
Mittelwerthe.										
a) sauer . . .	71.0	16.0	2.5	1.0	1.0	4.5	2.5	1.2	2.65	2.40
b) basisch . . .	51.5	16.0	13.0	8.0	6.0	1.0	3.0	1.3	2.95	2.72

Zu dem magma acide oder siliceux (reich an Kieselsäure und Alkalien, arm an erdigen Basen und Eisenoxyd, zerfallend in Orthoklas, Quarz, Glimmer und einen klinoklastischen Feldspath) gehören nach Durocher die Granite, die quarzführenden Feldspathporphyre, talkarmen Protogine, Petrosilex, die Trachyte und quarzführenden Trachyte, Phonolithe, Perlite, Obsidiane, Pechsteine, Bimsteine und Sanidinlaven; zu dem magma basique (reich an Kalk, Magnesia und Eisenoxyd, zerfallend in einen klinoklastischen Feld-

spath mit Hornblende oder Augit und einem Magnesiasilicat) rechnet er die Diorite, Euphotide, Hyperite, Serpentine, Melaphyre und Spilite, Trappe, Basalte und Augitlaven. Für die Gesteine, welche von einem Magma deriviren, hängen die mineralogischen Unterschiede weniger von ihrer Elementarzusammensetzung, als von Temperatur- Druck- und Abkühlungsverhältnissen, mehr von äussern, als von innern Ursachen ab. Die Contactzone zwischen beiden Magmen liefert Zwittergesteine (Roches hybrides), Producte von intermediärer Natur (enthaltend die Mineralien der beiden Endgruppen), wozu Syenite, talkreiche Protogine, hornblende- und augitreiche Porphyre und Trachyte gehören. Das saure Magma bildet eine obere, das basische eine tiefere Zone oder Kugelhülle unter der Erdkruste, beide stetig geschieden wegen der Verschiedenheit ihres specifischen Gewichts: die Unterschiede im specifischen Gewicht bei zwei Gesteinen stellen sich für den geschmolzenen Zustand doppelt so gross heraus, wie für den krystallinischen Zustand (geschmolzener Granit wiegt 2.00, geschmolzener Basalt 2.66, also beträgt die Differenz 0.66, während sie für festen Granit und Basalt 0.3—0.4 ist); in der obern Zone seien daher auch die leichtesten und volatilsten Körper zu Hause, z. B. die Alkalimetalle, Fluor, Bor; in Uebereinstimmung damit finden sich auch in den Graniten häufig die fluor- und borhaltigen Silicate.

Durocher knüpft hieran den Entwurf einer Tabelle, in welcher er die plutonischen Gesteine in die drei Gruppen der sauren, hybriden und basischen einordnet und sowohl nach ihrer Altersverschiedenheit in ältere (R. paléopyres), mittelalterige (R. mésopyres) und jüngere (R. néopyres) als nebenbei nach ihrer Texturausbildung (in krystallinische, porphyrische, aphanitische und glasige) zertheilt. Indem er die Zusammensetzung der verschiedenalterigen Gesteine innerhalb einer und derselben Gruppe vergleicht, kommt er zu dem Schluss, dass im Laufe der Zeit sich eine stoffliche Veränderung in dem Material des sauren Magma kund gebe: in den jungen Trachyten habe sich mit Rücksicht auf die alten Granite der Gehalt an Kieselsäure und Kali auffallend vermindert; offenbar ist eine solche Vergleichungsweise nicht statthaft, denn Granite und Trachyte sind einander nicht parallel; hätte Durocher Granit und quarzführenden Trachyt mit einander verglichen, so würde er die anhaltend sich gleich bleibende Beschaffenheit des sauren Materials

nicht bezweifelt haben; die gleiche Kieselsäureverminderung glaubt er zu finden, indem er in der basischen Gruppe die jüngern Melaphyre und Basalte mit den alten Dioriten vergleicht, ebenfalls zwei gar nicht zusammengehörende Gesteine.

Im Anschluss daran stellt nun Durocher noch andere Vergleichungen unter den Gliedern der einzelnen Gesteinsgruppen an und theilt zahlreiche werthvolle Bemerkungen über deren Ausbildungsweise mit. In den Gesteinen des sauren Magma ist mit Ausnahme der trachytischen Laven und der Phonolithe das Sauerstoffverhältniss zwischen der Kieselsäure einer- und den Alkalien und Erden andererseits höher als 3. Im Granit ist das Verhältniss des Sauerstoffs der Thonerde zu dem der Basen durchschnittlich wie 3.57 : 1, also findet sich ein wenig mehr Thonerde als zur Feldspathbildung erforderlich ist; der Ueberschuss der Thonerde diente zur Bildung von Glimmer und oft auch zu der von accessorischen Bestandtheilen, die mehr oder weniger reich an Thonerde sind (Granat, Turmalin, Smaragd, Topas, Korund, Spinell). Von den zwei Glimmern der Granite sind die einen eisen- und magnesiahaltig mit 11—16 pct. Thonerde, die andern kalihaltig und besitzen zweimal so viel Thonerde; die letztern, die silberweissen Glimmer krystallisirten besonders, wenn viel Thonerde und Kali vorhanden war, und das Eisen sich hauptsächlich als Eisenoxyd fand; existirte in dem Magma eine gewisse Quantität von Magnesia und von Eisenoxydul, so entstand ausschliesslich oder nebenbei schwarzer Glimmer; daher auch das Fehlen des weissen Glimmers in den jüngern Gesteinen. Betrug der Sauerstoff der Thonerde im Granit ungefähr das dreifache von dem Sauerstoff der Monoxyde, so entstand wenig Glimmer und das Magma bildete sich zu einem mehr oder weniger feldspathreichen »Pegmatit« aus. In den tertiären und recenten Feldspathgesteinen (mit Ausnahme der Pechsteine und Perlite) ist das Sauerstoffverhältniss der Thonerde zu den andern Basen etwas unter 3 : 1, es findet sich also etwas weniger Thonerde, als dass alle Basen zur Feldspathbildung verbraucht werden konnten, weshalb denn zum Theil Mineralien gebildet werden, welche thonerdeärmer sind, als Feldspath; dies können aber nicht weisse Glimmer sein, denn diese enthalten noch mehr Thonerde als der Feldspath, sondern thonerdearme schwarze Glimmer, oder es bildeten sich, wenn die Thonerdemenge gering ist, Silicate, worin diese nicht wesentlich

ist, Hornblende und Augit. Durocher macht darauf aufmerksam, dass man nicht die absoluten Mengen der Bestandtheile in die Berechnung einführen darf, um zu solchen Consequenzen zu kommen, sondern die Sauerstoffverhältnisse derselben; so enthalten z. B. die Trachyte nach Procenten mehr Thonerde, als die Granite und dennoch sei das Sauerstoffverhältniss ein kleineres, woraus sich gerade der Gehalt der Trachyte an Hornblende und schwarzem Glimmer herschreibe.

Was die Syenitgranite und Andesite anbelangt, so betrachtet Durocher dieselben als »Dégradations« der roches siliceuses; zwischen diesen und den roches hybrides stehend, gehören die erstern der Granitgruppe, die letztern der Trachytgruppe an; das Wesen solcher degradirter Gesteine beruhe in einer Abschwächung des Kieselsäuregehalts; Durocher citirt hier die von Delesse am Ballon d'Alsace beobachtete Erscheinung, dass das Centrum des Berges aus Granit besteht, den eine Zone von Syenitgranit umgibt, welche nach aussen zu in Diorit übergeht (vgl. Syenit); auch sonst noch sind Centra von Massivs und Kratern kieselsäureicher als die Peripherieen.

Noch eine andere Hypothese wird eingeführt, um die chemische Constitution gewisser anderer Gesteine zu erklären, die der »liquation« oder S a i g e r u n g. Die quarzführenden Trachyte stellen sich als übermässig sauer (wohl mit Unrecht, denn sie sind durchschnittlich nicht saurer als Granite), die Phonolithe als verhältnissmässig sehr basisch dar und beide sollen daher Resultate eines Saigerungsprocesses sein, Spaltungsproducte des Trachyt. »Il est vraisemblable, que le phonolithe et le porphyre trachytique ne sont que les deux produits opposés d'une liquation, qui s'est opérée au sein de la masse fluide: ce sont comme les deux alliages inverses dans lesquels on voit si souvent se partager un bain métallique.« Mische man beide, so erhalte man das normale magma siliceux.

In der Gruppe der basischen Gesteine ist der Diorit das einzige Glied, bei dem das Sauerstoffverhältniss zwischen Kieselsäure und den Basen mit Ausnahme der Eisenoxyde 2 : 1 ist, bei den andern ist es nur $1\frac{1}{2}$: 1 oder $1\frac{3}{4}$: 1. Da das Mineral neben dem Feldspath Hornblende oder Augit sei, so biete sich nicht Kieselsäure genug dar, als dass der Feldspath Orthoklas sein könne.

Das Feldspathelement ist oft durch Silicate von analoger Zusammensetzung, aber anderer Krystallform ersetzt (Leucit, Nephelin). In der groupe basique ist das Sauerstoffverhältniss der Thonerde zu den Basen $1\frac{1}{2}$ oder 1 zu 1, also zweimal geringer als in der groupe acide, weshalb auch die den Feldspath begleitenden Mineralien (Hornblende, Augit, Diallag) meist keine Thonerde als wesentlich enthalten und wenn sich Glimmer findet, so ist es der thonerdearme schwarze. Die Melaphyre sind sehr thonerdereiche Gesteine, die Basalte und gewisse Dolerite sehr thonerdearm, daher auch für diese Durocher die Theorie einer liquation annimmt.

In einer Nachschrift (a. a. O. 676) sucht sich Durocher gegen den Vorwurf zu rechtfertigen, von Bunsen, ohne dessen Namen zu nennen, entlehnt zu haben. Er glaubt, dass die Bunsen'sche Theorie von den beiden Heerden nur für Island aufgestellt sei und spricht sich überhaupt gegen die Idee einer Zusammenschmelzung, welcher er die seinige einer Saigerung entgegensetzt, sowie seltsamerweise auch dagegen aus, dass Bunsen als normaltrachytisches Endglied gerade die sauersten Quarztrachyte und nicht etwa eigentliche Trachyte angenommen habe.

Aehnliche Ansichten über die Gruppirung der Eruptivgesteine hat um dieselbe Zeit Kjerulf geäussert (Nyt magaz. for naturvidenskab. IX. 1857. 294). Indem auch er davon ausgeht, dieselben nach ihrer allgemeinen chemischen Zusammensetzung zu classificiren, unterscheidet er namentlich vier Gruppen: die sauerste Silicatmischung, wofür die Granite den Hauptrepräsentant abgeben, entspricht der normaltrachytischen Zusammensetzung Bunsens; dazu gehören u. a. Granite, Gneissgranite, Protogine, quarzführende Porphyre, Trachytporphyre, Obsidiane, Pechsteine, gewisse Laven, welche sammt und sonders an den verschiedensten Punkten ihres Vorkommens nahezu dieselbe chemische Constitution besitzen. Die neutrale Silicatmischung stellt sich dar in dem quarzfreien Syenit, in den verschiedenen quarzfreien Porphyren und in dem Andesit, ein basisches Silicatgemeng bilden Melaphyre, Dolerite, viele Laven. Als extremste Gruppe erscheint noch ein überbasisches Silicatgemenge, entsprechend der normalpyroxenischen Zusammensetzung Bunsens; diesem gehören an die reinen Augitporphyre, die schwarzen augitischen Trappgesteine, zahlreiche Mandelsteine, Basalte und Laven.

Kjerulf weist noch darauf hin, dass sich für wohl jede dieser Mischungen ein körniger, porphyrartiger, dichter, schlackiger und glasartiger Texturhabitus werde nachweisen lassen. So finden wir z. B. für die sauerste Silicatmischung die körnige Ausbildung im Granit, die porphyrartige im quarzführenden Porphyr und manchem Trachytporphyr, die glasige im Obsidian.

v. Hochstetter hat eine ansprechende Eintheilung der krystallinisch-körnigen Massengesteine in sechszehn Typen vorgeschlagen, hervorgebracht dadurch, dass vier verschiedenalterige Reihen und innerhalb jeder derselben vier in mineralogischer und chemischer Hinsicht verschieden constituirte Gesteine aufgestellt werden, welche letztere in den einzelnen Reihen ihre Parallelen finden. Bezüglich des Details muss auf die Tabelle selbst verwiesen werden, welche in der »Geologie von Neuseeland 1864« S. 83, sowie im N. Jahrb. f. Min. 1864. 697. mitgetheilt ist.

J. Roth hat im Jahre 1861 in den Vorbemerkungen zu seiner Uebersicht der Gesteinsanalysen eine ähnliche Theorie der »Spaltung und Differenzirung« wie Durocher aufgestellt. Manche, ein zusammengehöriges Ganzes bildende als eruptiv geltende Massen bestehen überall aus der Association derselben Mineralien, andere sind stellenweise aus verschiedenen durch Uebergänge mit einander verbundenen Mineralcombinationen zusammengesetzt, welche als Spaltungsproducte erscheinen; manche Gneissmassen sind z. B. in ihrem ganzen Verlaufe nur aus Orthoklas, Oligoklas, Quarz und Glimmer von derselben mineralogischen Beschaffenheit gebildet, andere sind, wie das ganze geognostische Verhalten, gleiches Fallen und Streichen und Uebergänge sowohl nach dem Hangenden als dem Liegenden hin beweisen, in (Glimmer-)Gneiss, Hornblendegneiss, Hornblendeschiefer, Serpentin, Eulysit, Eklogit, Granulit, Quarzschiefer, Magneteisen u. s. w. gespalten. Serpentin, Chloritschiefer, Talkschiefer, Gabbro, Hornblendeschiefer bilden eine ähnliche Reihe. »Je älter das Gestein, je öfter zerfällt die geognostisch zusammengehörige Masse in petrographisch und chemisch verschiedene Dinge, je ungleicher ist die chemische und mineralogische Zusammensetzung der einzelnen aus der Spaltung des Ganzen entstandenen Glieder, und die Gleichförmigkeit in diesem Sinne nimmt mit der Abnahme des Volumen einer einzelnen Eruptivmasse (eines einzelnen Ergusses) zu, so dass moderne Lavenergüsse darin voran, an Volumen hintenan

stehen«. Bei der geringen Masse ging die Erstarrung zu rasch vor sich, als dass eine Differenzirung in verschiedene Mineralassociationen eintreten konnte, worin auch ein Grund für die Erscheinung liegt, dass in jüngern Gesteinen, welche in mineralogischer Hinsicht übereinstimmen, die chemische Zusammensetzung verhältnissmässig grosse Abweichungen erkennen lässt: »Hätte sich z. B. aus den Basalten das Magneteisen, aus manchen Andesiten und Lipariten die freie Kieselsäure zu Massen zusammenziehen können, ähnlich wie Quarzschiefer und Magneteisen in den Gneissen, so würde die Gleichheit der chemischen Zusammensetzung viel grösser sein.«

Diese Erscheinung, welche im Grossen bei den Eruptivmassen hervortritt, die Spaltung in verschiedene Mineralassociationen, wiederholt sich im Kleinen bei jedem einzelnen Gemenge, nur sind hier die Differenzen entsprechend geringer und betreffen die relative Menge der einzelnen Gemengtheile; während sich z. B. hier Serpentin aus der ganzen Gneissmasse aussondert, sondert sich dort im Glimmergneiss an einzelnen Punkten relativ mehr Quarz oder Glimmer aus als an andern, denn sind die Verschiedenheiten in der chemischen Zusammensetzung nur gering, so können sich dieselben Mineralien ausscheiden, aber das Mengenverhältniss derselben wechselt.

Diese Anschauungsweise von der Spaltung einer zusammengehörigen Eruptivmasse in petrographisch beträchtlich von einander abweichende Gesteine ist, wie die localen Uebergänge solcher Massen erweisen, offenbar auf sehr richtige Principien gegründet. Die Differenzirung lässt sich z. B. für manche Granitterrains mit grösster Schärfe nachweisen. Dass Hornblendeschiefer, Granulit, Quarzschiefer u. s. w. Spaltungen innerhalb einer zusammengehörigen eruptiven Gneissmasse seien, wird jedoch von denjenigen bezweifelt werden, welche allen diesen Gesteinen überhaupt keinen eruptiven sondern metamorphischen Character beilegen. Dagegen dürfte gerade die Augenscheinlichkeit solcher localer Concentrationen, z. B. des Magneteisens in den Gneissen, plutonischen Ansichten nicht wenig zur Stütze gereichen, indem die Spaltungstheorie hier ungezwungen eine Erscheinung erklärt, welche durch die Lehre vom Metamorphismus nur schwer gedeutet werden kann. Serpentin als solcher scheint indessen wohl kein directes Spaltungsproduct zu sein.

Aehnlich wie Durocher hat auch Roth das Sauerstoffverhält-

niss der Monoxyde und Sesquioxyde, sowie das der Basen und Kieselsäure bei den gemengten krystallinischen Massengesteinen ins Auge gefasst und daraus eine Fülle treffender Bemerkungen abgeleitet, wovon die wichtigsten hier einen Platz finden müssen.

Je nach dem Verhältniss, in welchem in den Eruptivgesteinen die Mengen von $\dot{R}$ und $\dddot{\underline{R}}$ zu einander stehen, kann man zwei Reihen unterscheiden; in der ersten kommt auf 1 $\dot{R}$ nahe 1 $\dddot{\underline{R}}$, in der zweiten auf 1 $\dot{R}$ nur $\frac{1}{3}$ bis $\frac{2}{3}$ $\dddot{\underline{R}}$, mit andern Worten, es verhält sich der Sauerstoff von $\dot{R}$ zu dem von $\dddot{\underline{R}}$ in der ersten Reihe wie 1 : 3, in der zweiten wie 1 : 1 bis 1 : 2. Bei der unsichern Bestimmung der Eisenoxyde kann man es natürlich nur mit Näherungen an diese Verhältnisse zu thun haben; Roth nahm versuchsweise an, dass die eine Hälfte alles Eisens mit Sauerstoff zu Oxydul, die andere zu Oxyd verbunden sei. »In der ersten Reihe waltet ein Theil der Feldspäthe (Orthoklas und Oligoklas) so sehr vor, dass das Sauerstoffverhältniss $\dot{R} : \dddot{\underline{R}} = 1 : 3$ kaum verdunkelt wird, und hier wird die genauere Bestimmung der Eisenoxyde bei der meist geringen Menge derselben keine wesentliche Aenderung in diesem Verhältniss hervorbringen. In der zweiten Reihe treten vorzugsweise die übrigen Feldspäthe (Labrador und Anorthit) und die für die Feldspäthe eintretenden Mineralien auf, wie Leucit für Orthoklas, Nephelin für Oligoklas, Hauyn für Oligoklas oder Labrador (vgl. darüber die Bemerkungen S. 33), doch kommen auch hier Gesteine mit Orthoklas und Oligoklas vor. Das Verhältniss von $\dot{R}$ zu $\dddot{\underline{R}}$ wird unter die Zahlen 1 : 3 hinabgedrückt durch die Menge von Augit, Hornblende, Glimmer, Talk, Chlorit, Olivin, Granat u. s. w. Während in der ersten Reihe $\dot{R}$ vorzugsweise aus Alkalien, $\dddot{\underline{R}}$ aus Thonerde besteht, ist in der zweiten Reihe $\dddot{\underline{R}}$ aus Thonerde und Eisenoxyd zusammengesetzt und zu dem meist überwiegenden Kalk, Magnesia, Eisenoxydul gesellen sich die Alkalien oder halten höchstens den andern Basen das Gleichgewicht.« Wenn man das Verhältniss des Sauerstoffs der Kieselsäure zu dem der Basen ins Auge fasst, so ergibt sich, dass es in erster Reihe ($\dot{R} : \dddot{\underline{R}} = 1 : 3$) von 7—9, zu 9—12, zu 12—20 steigt; in der zweiten Reihe treten folgende, wegen der grossen Eisenmenge viel weniger scharf zu sondernde Gruppen auf:

Sauerstoff von	$\dot{R} : \dddot{\underline{R}}$	$: \ddot{Si}$
	1 : 2	: 10—12
	1 : 2	: 6—9
	1 : $1\frac{1}{2}$—2	: $4\frac{1}{2}$—6
	1 : $1\frac{1}{2}$—2	: 3—4
	1 : 1	: 3—4;

so finden sich also in beiden Reihen übersaure, schwachsaure, neutrale und basische Gruppen. Da Eruptivmassen von gleicher oder sehr nahe gleicher chemischer Zusammensetzung in verschiedene Mineralien auseinanderzufallen vermögen, so können mineralogisch ganz verschiedene Gesteine in dieselbe Gruppe gehören. Roth macht ferner darauf aufmerksam, dass die Sättigung der einzelnen Mineralien, in welche die Masse zerfällt, der Sättigungsstufe der Gruppe nicht entspreche, eine basische Gruppe zerfalle nicht in lauter basische, eine saure nicht in lauter saure Mineralien. Ausserdem sei noch in Betracht zu ziehen, dass Säure frei werden kann oder nicht, dass die freie Säure entweder deutliche Quarzkrystalle bilden oder kleinkrystallinisch mit der Grundmasse gemengt bleiben, oder in dem glasigen Gestein nur durch die Analyse nachweisbar sein kann (in dem letztern Falle ist indessen die Säure gerade n i c h t frei geworden).

Roths Versuch, die Analysen der frischen Gesteine nach den angedeuteten Reihen zu ordnen, gestaltet sich folgendermaassen:

A. $\dot{R} + \dddot{\underline{R}}$ (O von $\dot{R} : \dddot{\underline{R}} = 1 : 3$).

a. O von $\ddot{Si} = 13—20$ ($\dot{R}$ überwiegend $\dot{K}$).

1. Granit. 2. Gneiss z. Th. (die grauen freiberger Gneisse nicht hierher). Protogin. Hälleflinta z. Th. Petrosilex z. Th. 3. Quarzreicher (Felsit-) Porphyr. Pechstein. 4. Liparit z. Th. Obsidian. Perlstein. Pechstein z. Th.

b. O von $\ddot{Si} = 9—12$.

1. Syenit z. Th. 2. Sanidintrachyt z. Th. 3. Orthoklas-Oligoklastrachyt (Domit?). 4. Phonolith z. Th.

c. O von $\ddot{Si} = 7—9$.

1. Melaphyr z. Th. (?). 2. Amphibol-Andesit z. Th. 3. Pyroxen-Andesit z. Th.

B. $\dot{R} + \frac{1}{3}—\frac{2}{3}\dddot{\underline{R}}$ (O von $\dot{R} : \dddot{\underline{R}} = 1 : 1—2$).

a. $\dot{R} + \frac{2}{3}\dddot{\underline{R}} + 5—6\,\ddot{Si}$ (O von $\dot{R} : \dddot{\underline{R}} : \ddot{Si} = 1 : 2 : 10—12$).

Granit einzelne Fälle. Gneiss z. Th. (grauer Freiberger Gneiss).

(Granulit?) Hälleflinta und Petrosilex z. Th. (Quarzarme Felsitporphyre?). Liparit z. Th. Pechstein z. Th. Quarzfreie Orthoklasporphyre z. Th.

b. $\dot{R} + \frac{2}{3}\underline{\dddot{R}} + 3—4\frac{1}{2}\ddot{Si}$ (O von $\dot{R} : \underline{\dddot{R}} : \ddot{Si} = 1 : 2 : 6—9$).
1. Syenit z. Th. 2. Quarzfreier Orthoklasporphyr z. Th. 3. Sanidintrachyt z. Th. 4. Phonolith z. Th. 5. Melaphyr z. Th. 6. Porphyrit z. Th. (?)

c. $\dot{R} + \frac{1}{2}—\frac{2}{3}\underline{\dddot{R}} + 2—3\ddot{Si}$ (O von $\dot{R} : \underline{\dddot{R}} : \ddot{Si} = 1 : 1\frac{1}{2}—2 : 4\frac{1}{2}—6$).
(Minette?) 1. Melaphyr z. Th. 2. Amphibol-Andesit z. Th. 3. Pyroxen-Andesit z. Th. 4. Nephelinit z. Th. 5. Labradorporphyr (Augitporphyr). 6. Diabas.

d. $\dot{R} + \frac{1}{2}—\frac{2}{3}\underline{\dddot{R}} : 1\frac{1}{2} - 2\ddot{Si}$ (O von $\dot{R} : \underline{\dddot{R}} : \ddot{Si} = 1 : 1\frac{1}{2}—2 : 3—4$).
(Hauynophyr?). Leucitophyr. Diorit z. Th.

e. $\dot{R} + \frac{1}{3}\underline{\dddot{R}} + 1\frac{1}{2}—2\ddot{Si}$ (O von $\dot{R} : \underline{\dddot{R}} : \ddot{Si} = 1 : 1 : 3—4$).
1. Diorit z. Th. 2. Nephelinit (z. Th. 1 : 1 : 2). 3. Gabbro. 4. Hypersthenit. 5. Dolerit und normalpyroxenische Gesteine Bunsens. 6. Basalt. 7. Eukrit. (8. Anorthit-Hornblendegestein?)

So interessant diese Anordnungen auch sind, so ergibt sich doch auf den ersten Blick, dass niemals auf rein chemische Grundsätze ein befriedigendes petrographisches System wird aufgebaut werden können: wenn auch einige Gesteine nur einer Gruppe angehören, so sind zahlreiche andere, die in mineralogischer Hinsicht ein ziemlich scharf begrenztes geschlossenes Ganzes ausmachen, in zwei oft sehr weit auseinander liegende Gruppen zerrissen. Roth, welchem wir namentlich die Durchführung des richtigsten aller Classificationsversuche dieser krystallinisch-körnigen Gesteine, des auf die Natur der Feldspathe gegründeten, verdanken, ist ebenfalls von dieser Ueberzeugung durchdrungen. Von den bedeutendern chemischen Verschiedenheiten, welche manche Gesteine zeigen, die nach mineralogischer Auffassung zusammengehören, während dies bei andern nicht der Fall ist, bemerkt er, wird ein grosser Theil in Bezug auf $\dot{R}$ und $\underline{\dddot{R}}$, folglich auch auf $\ddot{Si}$ sich ändern, wenn die Oxyde des Eisens genauer bestimmt sein werden. Zum Theil rühren die Zersplitterungen, die gerade bei den Hornblende- und Augitgesteinen zahlreich hervortreten, daher, dass hier viele Analysen von mineralogisch gleichbenannten Gesteinen vorliegen, in welchen neben den Alkalifeldspathen die Menge der Hornblende und des Augit

von fast Null bis auf sehr bedeutende Grössen steigt, während auf der andern Seite Analysen von solchen Gesteinen fehlen, in denen der Gehalt an Hornblende und Augit vor dem an Kalkfeldspath fast ganz zurücktritt. Ein anderer Grund der Zersplitterungen ist auf die weite Ausdehnung der mineralogischen Definition einiger Gesteine zu schieben, in denen z. B. Quarz bald fehlen bald vorhanden sein darf. Die beiden extremsten Reihen sind die geschlossensten.

Durch seine eingehenden und wichtigen Untersuchungen über die chemische Constitution der Gneisse des sächsischen Erzgebirges gelangte Scheerer zu der Ansicht, dass dieselben nur drei chemisch verschiedene Gesteinstypen darstellen, den rothen, mittlern und grauen Gneiss, von so constanter atomistischer Mischung, dass er sie durch chemische Formeln auszudrücken versuchte. Diese drei chemischen Gesteinstypen — Verbindungen nach festen Verhältnissen — seien indessen nicht nur unter den Gneissen, sondern auch unter zahlreichen andern sauren und neutralen krystallinischen Silicatgesteinen verschiedener Länder und verschiedenen Alters repräsentirt und um die Allgemeinheit ihrer Verbreitung durch eine allgemeine Bezeichnung darzustellen, nannte er sie P l u t o n i t e. Von der Anschauungsweise ausgehend, dass die kieselsäureärmern Eruptivgesteine grössern Erdtiefen entstammen, als die kieselsäurereichern, unterschied er diese drei chemischen Typen vom sauersten angefangen als obern, mittlern und untern Plutonit.

Während dies für die hochsilicirten Gesteine gilt, hat Scheerer auch versucht, für die niedrigsilicirten Gesteine (von ihm V u l c a n i t e genannt) ebenfalls feste chemische Typen unter bestimmten Formeln aufzustellen; die kieselsäurereichern Vulcanite werden als P l u t o - V u l c a n i t e unterschieden, eine jede auch dieser beiden Gruppen zerfällt in drei Typen, einen obern, mittlern und untern. So gliedert sich also nach ihm die Eintheilung sämmtlicher Gebirgsarten, denen man plutonische oder vulkanische Entstehung beilegt, mit Bezug auf ihre chemische Zusammensetzung, wie es das folgende Schema zeigt. Dabei ist m das Sauerstoffverhältniss von $\ddot{S}i : (\underline{\dddot{R}} + \dot{R})$, wobei der Sauerstoff der Basen $= 1$; v ist der Sauerstoffquotient, erhalten vermittelst Division des Sauerstoffs der Basen $= 1$ durch den entsprechenden der Kieselsäure; s ist der mittlere procentale Kieselsäuregehalt. Jeder Typus hat in der Regel ein characteristisches Gestein, als welches er vorzugsweise aufzutreten pflegt;

dieses ist, jedesmal im Anfang stehend, durch gesperrte Schrift hervorgehoben, die folgenden Gesteine gehören sodann stets zu demselben chemischen Typus (N. Jahrb. f. Min. 1864. 385).

Oberer Plutonit. m = 4.50; v = 0.222; s = 75.

Rother Gneiss. Gneisse, Granite, Porphyre, Liparite, Bunsens Normaltrachyte u. a.

Mittlerer Plutonit. m = 3.75; v = 0.267; s = 70.

Mittlerer Gneiss. Granite, Gneisse, Porphyre, Liparite u. a.

Unterer Plutonit. m = 3.00; v = 0.333; s = 65.

Grauer Gneiss. Gneisse, Granite, Syenite, Andesite, Liparite, Porphyre u. a.

Oberer Pluto-Vulcanit. m = 2.67; v = 0.375; s = 63.

Quarzhaltiger Syenit. Gewisse Trachyte; Porphyre; Hornblende-Andesite; Melaphyre (?) u. a.

Mittlerer Pluto-Vulcanit. m = 2.33; v = 0.429; s = 60.

Gewöhnlicher Syenit (Hornblende-S. und Glimmer-S.). Gewisse Porphyre; Hornblende- und Augit-Andesite, Melaphyre u. a.

Unterer Pluto-Vulcanit. m = 2.00; v = 0.500; s = 55.

Melaphyr. Gewisse Porphyre, Dolerite, Augit-Andesite u. a.

Oberer Vulcanit. m = 1.50; v = 0.667; s = 48.

Augitporphyr. Bunsens Normal-Pyroxengestein; Gabbro-Hypersthenit; gewisse Basalte; Leucitophyre; Diorite; Diabase; Dolerite; Anorthit-Augit- und Anorthit-Hornblende-Gesteine.

Mittlerer Vulcanit. m = 1.33; v = 0.750; s = 42.

Gewöhnlicher Basalt. Doch gehören auch viele Basalte zum vorigen Typus.

Unterer Vulcanit. m = 1.00; v = 1.000; s = 36.

Basischer Basalt. Dieser Typus bedarf noch besonderer Begründung; der Basalt vom Kreuzberg in der Rhön scheint hierher zu gehören.

Die offenbare Erscheinung, dass keineswegs alle Eruptivgesteine nach obigen Formeln zusammengesetzt sind, erklärt Scheerer durch die Auflösungen und Vermengungen, welche ein Eruptivgestein beim Durchbruch durch bereits feste oder der Erstarrung nahe Silicatgesteine erfuhr, und welche natürlicherweise bei den vulkanischen Eruptivgesteinen der Gegenwart in viel reichlicherm und

die Typen mehr verwischendem Maasse eintreten mussten, da der Weg ihres Aufsteigens grössere Länge besass. Scheerers Typen sind blos vorläufig fixirt und nur bis auf weiteres in Vorschlag gebracht; mag ihre Aufstellung, bei welcher immer eine gewisse Willkühr obwaltet — da weder jemals eine Gewähr vorliegt, dass alle Typen erschöpft sind, noch dass keine weitere Vereinfachung erfolgen kann — auch später vielleicht anders ausfallen, so dürfen doch jetzt schon einige Zweifel dagegen ausgesprochen werden, ob überhaupt irgend welche Eruptivgesteine Verbindungen nach festen Verhältnissen darstellen. Wenn sich auch in der That die Zusammensetzung mancher Gesteine durch eine Formel ausdrücken lässt, so scheint dies mit Rücksicht auf jene zahllosen Fälle, in denen diese Möglichkeit nicht stattfindet und auch obige Erklärungsweise kaum zulässig ist, nur als zufällig betrachtet werden zu müssen, zumal da wohl kein Grund vorliegt, welcher es wahrscheinlich machte, dass die Constitution des ursprünglichen Magmas der Eruptivgesteine eine stöchiometrisch gesetzmässige gewesen sei. Weit minder wichtig dürfte das Bedenken sein, welches sich dagegen äussern lässt, dass der hochverdiente Chemiker die sauren Eruptivgesteine als Plutonite, die basischen als Vulcanite bezeichnet, während doch eine grosse Anzahl plutonischer Gesteine sehr basischer Natur ist (z. B. Diabase, Augitporphyre), umgekehrt saure Gesteine sich als echt vulkanische zu erkennen geben (Obsidiane, Bimsteine, Trachyte).

Mit Bezug auf Alter, Textur und Kieselsäuregehalt der Feldspathgesteine scheint man nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnisse über die Verbreitung derselben an der Erdoberfläche den Satz aussprechen zu dürfen, dass im Allgemeinen unter den ältern (palaeoplutonischen) phanerokrystallinischen Gesteinen die saurern Glieder (Granit, Syenitgranit, Syenit) an Masse bedeutend über die basischern (Diorit, Diabas, Gabbro u. s. w.) vorwiegen, dass unter den durchschnittlich ein jüngeres Alter als diese besitzenden (palaeoplutonischen) porphyrischen Gesteinen die sauren und basischen Glieder sich ungefähr das Gleichgewicht halten und Gesteine von mittlerm Kieselsäuregehalt vorwaltend zur Entwicklung gelangt sind, während unter den jüngern (neoplutonischen und vulkanischen) Gesteinen die basischen Glieder entschieden das Uebergewicht über die sauren gewinnen (vgl. darüber auch v. Richthofen, Geogn. Beschr. v. Südtyrol 1860. 315).

Bei einer allgemeinen Betrachtung der Eruptivgesteine scheint es sich als eine in allen Formationen wiederkehrende Regel darzustellen, dass von zweien, sowohl in Bezug auf Zeit, als in Bezug auf Raum nahe zusammengehörigen Eruptionen diejenige von saurerer Mischung die relativ ältere, diejenige von basischerer Mischung die jüngere darauf gefolgte ist. v. Hochstetter und Stache haben namentlich auf diese Erscheinung und auf die Regelmässigkeit, mit welcher sie sich wiederholt, mehrfach aufmerksam gemacht. Es stellt sich in der That auch als ein ganz naturgemässer Vorgang dar, dass da, wo kurz nacheinander und dicht nebeneinander Eruptionen von verschiedener chemischer Mischung stattfanden, das Magma von saurerer Beschaffenheit als das specifisch leichtere zuerst auf den Ausbruchswegen empordrang und erst später das specifisch schwerere basische Gemenge zur Eruption gelangte. Die kieselsäurereichen Granite geben sich fast überall als die ältesten Eruptivgesteine zu erkennen. Gutberlet unterscheidet in der Rhön zweierlei Eruptionsfolgen, von denen jede aus einem ältern saurern Phonolith und einem jüngern basischern Basalt besteht. In Siebenbürgen wiederholt sich nach Stache ebenfalls während der Tertiärzeit zweimal die Aufeinanderfolge von basischern auf relativ saurere Eruptivmassen: auf die ältern quarzführenden Trachyte (Dacite) folgen die Andesite, auf die jüngern quarzführenden Trachyte die Basalte. Für das Siebengebirge hat vom Rath gezeigt, dass der basischere Hornblende-Andesit (Wolkenburgtrachyt) jünger ist als der saurere Sanidin-Oligoklastrachyt (Drachenfelstrachyt); nach v. Dechen ist im Siebengebirge der Anfang der Basaltbildung ziemlich um dieselbe Zeit eingetreten, wie der Schluss der Trachytbildung, die Hauptmasse des Basalt ist jünger als der Trachyt, beide gehören aber derselben Periode, der Tertiärformation an.

Dass indessen local auch Abweichungen von dieser, wie es scheint, für die meisten Fälle gültigen Regel vorkommen, lässt sich im vorhinein erwarten.

Aeltere Feldspathgesteine.

Quarzhaltige Orthoklasgesteine.

Dazu gehören mit deutlich körniger Ausbildung Granit (und Syenitgranit), mit porphyrischer und kryptokrystallinischer Aus-

bildung Felsitporphyr, Petrosilex und ähnliche Gesteine. Zwischen beiden steht Granitporphyr. Als hyaliner Typus ist Pechstein namentlich mit Felsitporphyr verbunden.

Granit.

Nach Scipio Breislak wurde der Name Granit schon 1596 von Caesalpinus (de metallicis II. cap. 11) angewandt, nach Emmerling findet er sich zuerst 1698 bei Pitton de Tournefort (Rélation d'un voyage du Levant). Doch verstand man unter ihm wohl im Anfange jedes grobkörnig-gemengte Gestein, bis erst Werner ihn auf diejenigen Gesteine beschränkte, denen er noch jetzt beigelegt wird.

Der Granit ist wesentlich ein grobkörnig- bis feinkörnig-krystallinisches Aggregat von Orthoklas (und Oligoklas), Quarz und Glimmer; in dieser Reihenfolge walten auch die Gemengtheile ihrer Quantität nach vor.

Die einzelnen Mineralien sind fest mit einander durch krystallinische Flächen meist derart verwachsen, dass der Feldspath und Quarz ein körniges Aggregat bilden, in welchem die nach allen Richtungen liegenden Glimmerindividuen umhergestreut sind; in dieser regellosen Anordnung des Glimmers ist der hauptsächlichste petrographische Unterschied von dem Gneiss begründet.

Die Grösse der einzelnen Gemengtheile ist ungemein schwankend: man kann grosskörnige (deren Körner oft Faustgrösse erreichen), grobkörnige, mittelkörnige und feinkörnige (von der Grösse eines Senfkorns, ausgezeichnet bei Schönmünznach an der Murg im Schwarzwald) Granite unterscheiden. Steigt die Feinheit der Körner noch mehr, so dass man sie nicht mehr einzeln zu erkennen vermag, so ist für ein solches Gestein der Name Granit nicht mehr gebräuchlich. Dass zwischen seinen Körnern keine dichte Grundmasse vorkommt, gehört ebenfalls zum Begriff des Granit. Die grossen Granitmassivs bestehen gewöhnlich aus einem gleichmässig mittelkörnigen oder porphyrartigen Granit, die Granitgänge vorzugsweise aus gleichmässig feinkörnigen oder ungleichmässig grobkörnigen Varietäten.

Der Orthoklas des Granit, bald in einfachen, bald in Zwillingskrystallen ausgebildet, ist undurchsichtig, auf den frischen Spaltungsflächen stark perlmutterglänzend und hat meistens eine röthlichweisse, fleischrothe oder gelblichweisse, seltener eine grauliche

oder grünliche Farbe; nach Senft ist der Orthoklas des Granit von Brotterode am Thüringerwald pfirsichblüthroth, spangrünen Orthoklas (Amazonenstein) führt nach G. Rose der Granit, welcher östlich vom Ilmensee parallele Gänge im Miascit bildet, nach Studer der Granit des Julier in Graubündten; braunrothe Orthoklase finden sich in schottischen Graniten, röthlichgraue bei Alpirsbach im Schwarzwald, hellblaue nach Hitchcock bei Leverett in Connecticut, graulichblaue bei Bagnères de Luchon in den Pyrenäen. Merkwürdig ist, dass bisweilen in ganz frischen Graniten einzelne Orthoklaskrystalle in Kaolin umgewandelt sind, wie dies nach Delesse bei dem Granit von Urbeis in den Vogesen der Fall ist (Bull. de la soc. géol. (2) X. 1853. 259).

Neben dem Orthoklas tritt meist noch eine klinoklastische Feldspathspecies auf, kenntlich an der durch vielfache Verwachsung erzeugten, oft sehr zarten Zwillingsstreifung auf den basischen Spaltungsflächen. Man hielt diesen Feldspath früher für Albit, bis G. Rose nachwies, dass er in den meisten Fällen Oligoklas ist; von dem Orthoklas unterscheidet sich derselbe ausserdem gewöhnlich durch seine geringere Pellucidität, seinen mattern, mehr fettartigen Glanz, durch seine stärkere Zersetzung, welche durch den grössern Natrongehalt hervorgebracht wird, durch seine meist grauliche oder grünliche Färbung, sowie durch seine leichtere Schmelzbarkeit. Auch in Rücksicht auf Grösse und Menge der Individuen steht er dem Orthoklas sehr nach, im Granit von Magurka in Ungarn und der Lausitz ist dagegen nach Rose zuweilen Oligoklas in grösserer Menge vorhanden als Orthoklas; dasselbe ist nach C. W. Fuchs am Abhange des Meineckenbergs im harzer Ilsethal der Fall. Bisweilen beobachtet man, wie der Oligoklas als mehr oder weniger dicke Rinde den Orthoklas umhüllt, eine regelmässige Verwachsung, wobei beide Mineralien Hauptaxe und Abstumpfungsfläche der scharfen Seitenkante (M) parallel haben, und wobei die ersten Spaltungsflächen (P) beider nun beinahe in eine Ebene fallen; schön z. B. im Granit von Schreibershau im Riesengebirge, wo der Orthoklas fleischroth, der Oligoklas schneeweiss ist, und im Granit von Wiborg, wo der Orthoklas fleischroth, der Oligoklas grünlichweiss ist. Während hier Orthoklas die frühere, Oligoklas die spätere Bildung ist, sieht man in Graniten von Beyrode, aus der Auvergne u. s. w. nicht selten Orthoklase, welche

durch Streifung und Farbe erkenntliche Oligoklasparthieen eingeschlossen enthalten; hier ist also der Oligoklas früher vorhanden gewesen (vgl. Roth in Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 683).

Nach Durocher, Fischer, v. Rosthorn und Canaval (N. Jahrb. f. Min. 1855. 584) und Andern ist der klinoklastische Feldspath des Granit in einigen Fällen wirklich Albit, wogegen sich jedoch G. Rose und Delesse erklären. Nach Axel Gadolin setzen im Gneiss des Ladoga-See ältere albitführende und jüngere oligoklasführende Granite auf (Verhandl. d. min. Ges. z. Petersburg 1857—58. 85). Haughton führt den klinoklastischen Feldspath der von ihm eingehend untersuchten Granite des Mourne-Districts in Irland ebenfalls als Albit auf, dessen wirkliches Vorhandensein er durch Analyse und Winkelmessungen beweist. Derselbe kommt indessen vorwiegend in den Höhlungen des Gesteins vor. Früher schon hatte Durocher von den Graniten der Pyrenäen berichtet, dass ein Theil derselben neben Orthoklas Albit führe; zugleich erwähnt er in andern Varietäten den Oligoklas als Begleiter des Orthoklas (Annales des mines (4) VI. 1844. 67). Da keine Analyse ausgeführt zu sein scheint, so dürfte doch wohl hier eine Verwechslung vorliegen. Kersten fand im Granit am Abhange des Schneidranges bei Marienbad einen Feldspath, welcher leichter als Orthoklas schmilzt, die Flamme stark gelb färbt, durch Salzsäure völlig zersetzt wird (unter Abscheidung von Kieselsäurepulver) und stark kalkhaltig ist; er hält ihn daher für Labrador (N. Jahrb. f. Min. 1845. 654). Haughton konnte in den Graniten des südöstlichen Irland mineralogisch neben dem Orthoklas keinen triklinischen Feldspath nachweisen, während doch die Bauschanalyse dieser Granite mehr Natron enthält als der analysirte Orthoklas (Qu. journ. of the geol. soc. XII. 1856. 174).

In der Centralkette der Alpen scheint der Orthoklas bisweilen durch die durchsichtigere und glasähnliche Varietät Adular ersetzt zu werden. Nach Svanberg enthalten die Granite auch noch andere orthotome Feldspathe (Journ. f. pr. Chem. XXXI. 1844. 161).

Der Quarz ist gewöhnlich in eckigen, krystallinischen, stark fett- oder glasglänzenden, muschelig brechenden Körnern von grauweisser bis hellrauchgrauer Farbe ausgebildet, selten findet er sich in Krystallen im Gegensatz zu dem Quarz des Felsitporphyr, welcher sehr häufig krystallisirt ist; v. Leonhard beschreibt solche von

Krummhübel, Hirschberg und Schmiedeberg im Riesengebirge, Aha und Lütschenbach bei Kandern im Schwarzwald; sie stellen fast immer nur das einfache Dihexaeder dar. Dunkelblauen Quarz erwähnt Hitchcock von Leverett in Connecticut, schön rothen Naumann von Jägernthal in den Vogesen, blaugefärbten Quarz führt nach Saussure der Granit des Pic blanc am Monte Rosa und nach v. Cotta der Granit der Gegend von Rumburg in Sachsen; nach Fournet ist der Quarz des Granit von Spessburg bei Andlau und vom Windstein in den Vogesen rubinroth von Eisenglanz, welcher als kleine Körnchen im Gestein vertheilt ist (Bull. de la soc. géol. (2) IV. 1847. 221). Manchmal lässt sich aus der Art und Weise, wie der Quarz mit den andern Gemengtheilen verbunden ist, der Schluss ziehen, dass er das am spätesten fest gewordene Mineral ist, indem er gewissermaassen die Räume ausfüllt, welche Feldspath und Glimmer leer gelassen haben und von ihnen, namentlich von dem letztern Mineral, Eindrücke erhalten hat, ein Verhältniss, auf welches man in genetischer Hinsicht vieles Gewicht gelegt hat. G. Rose erwähnt, dass zuweilen kleine Quarzkrystalle unregelmässig in den Feldspath eingewachsen seien, z. B. am Prudelberg bei Stonsdorf im Hirschberger Thal, zwischen Liebwerda und Weissbach im Isergebirge, zu Bohrauseifersdorf bei Striegau. Am Schwarzbrunner Berg bei Gablonz in Böhmen übertrifft der Quarz noch den Orthoklas an Grösse, wie an Menge der Individuen.

Der Glimmer erscheint in der Regel als dünne Lamellen, oft als hexagonale Täfelchen, deren Spaltungsebenen, wie schon bemerkt, keine gleichmässige Richtung zeigen. Eigentliche Krystalle oder regelmässige Büschel bemerkt man nur sehr selten, häufiger noch langgedehnte Strahlen und unregelmässige Flocken. Die Farbe des granitischen Glimmers ist eine sehr verschiedene, silberweiss, braun, eisenschwarz sind die gewöhnlichsten Färbungen. Der weisse Kaliglimmer ist im allgemeinen verbreiteter als der dunkle Magnesiaglimmer. Manchmal kommen in demselben Granit beide verschiedengefärbte Glimmerarten vor, wobei bisweilen (z. B. nach G. Rose am Glimmer vom Capellenberge bei Schönberg im sächsischen Voigtlande) zu bemerken ist, dass der weisse den schwarzen wie ein dunkler Rahmen so einfasst, dass die Spaltungsflächen beider zusammenfallen. In verwitterten Graniten nimmt der Glimmer häufig eine messinggelbe Farbe an, im Granit von Penig in

Sachsen findet man olivengrünen, bei Chanteloube im Dép. der obern Vienne violeten Glimmer. In einigen grobkörnigen Graniten hat man mit Bestimmtheit Lithionglimmer nachgewiesen.

Manche Mineralien beherbergt der Granit hier und da, von denen es scheint, dass sie den Glimmer vertreten. Nach Haughton besitzt der silbergraue Glimmer in den Graniten des südöstlichen Irland die Zusammensetzung des Margarodit (Qu. journ. of the geol. soc. 1856. XII. 177 und 1858. XIII. 300). Später machte er darauf aufmerksam, dass ein mit weissem Glimmer in den Graniten der Grafschaft Donegal und von Ballyellin in der Grafschaft Carlow (Irland) vorkommender schwarzer Glimmer eine Zusammensetzung habe, welche der des Lepidomelan höchst ähnlich sei; er fand darin: Kieselsäure 35.55; Thonerde 17.08; Eisenoxyd 23.70; Kalk 0.61; Magnesia 3.07; Kali 9.45; Natron 0.35; Eisenoxydul 3.55; Manganoxydul 1.95; Glühverlust 4.30 (99.61; Glimmer von Ballyellin; ebendas. 1859. XV. 130). Grünlichweisser und graulichgrüner Talk und bläulichgrüner Chlorit verdrängen in den Alpen und hier namentlich in der Montblanc- und Monte-Rosa-Kette den Glimmer theilweise oder vollständig, wodurch das als Protogin bezeichnete Gestein entsteht; auch in Schlesien beim rothen Floss hinter Schreibershau spielt der Talk eine ähnliche Rolle im Granit. Granit mit Eisenglimmer (blättriger Eisenglanz) findet sich nach Bronn bei Schriesheim und Michelbach in der Nähe von Heidelberg, nach Goldfuss bei Gottesgab und Kirchberg im Fichtelgebirge, nach v. Alberti bei Röthenbach und Alpirsbach im Schwarzwalde. Graphit gesellt sich zum Glimmer in den pyrenäischen Graniten der Berge von Labourd in den Umgebungen von Mendionde, namentlich nordwestlich von Lekhurrun und südlich von Maccaye beim Berge Ursovia; auch bei Seidenbach im Odenwald. Davon dass auch die Hornblende häufig in einer Weise neben dem Glimmer auftritt, dass sie ihn theilweise zu vertreten scheint (Syenitgranit), wird später die Rede sein. In einigen Graniten, und zwar vorzugsweise nur in denjenigen, welche Gänge oder kleinere Stöcke bilden, ist der Glimmer äusserst spärlich vertreten, so dass das Gestein als ein körniges Aggregat von Feldspath und Quarz mit eingestreuten sporadischen Glimmerblättchen sich darstellt.

Indem innerhalb des sonst gleichmässig-körnigen Gesteins einzelne grössere Feldspathkrystalle sich entwickeln, nimmt dasselbe

eine porphyrartige Textur an (porphyrartiger Granit, Leistengranit). Immer ist es nur der Orthoklas, der diese grössern Krystalle formt, welche fast durchweg als gut ausgebildete, nach dem Carlsbader Gesetz verwachsene Zwillinge erscheinen und häufig eine Länge von mehrern Zoll erreichen (Cap Landsend, Carlsbad, Göpfersgrün im Fichtelgebirge, auch im Thüringer Walde, im Granit des Port d'Oo in den Pyrenäen 6 Zoll lang, $2\frac{1}{2}$ Zoll breit und $\frac{3}{4}$ Zoll dick, bei Letang unfern Clermont in der Auvergne); gewöhnlich sind sie in unregelmässiger Lage durch das Gestein vertheilt, in seltenen Fällen mit ihren (M)-Flächen parallel angeordnet. Diese Krystalle bestehen manchmal nicht aus reiner Feldspathmasse, sondern enthalten einen Kern von Granit oder es finden sich parallelschaalige Glimmerzonen in sie eingeschaltet (vgl. S. 65). Schon früher wurde erwähnt, dass in den Graniten z. B. des Fichtelgebirges die grossen Orthoklaszwillinge bisweilen zerbrochen, und ihre Bruchstücke mit Granitsubstanz wieder verkittet erscheinen (vgl. S. 63).

Obschon die krystallinischen Körner der Granitmineralien in der Regel zu einem compacten Gestein dicht zusammengefügt sind, gibt es doch auch Granite mit poröser oder cavernöser Textur, bei denen alsdann die Innenwände der Drusen mit Krystallen von Feldspath, Quarz und von accessorischen Mineralien ausgekleidet sind. Nach L. v. Buch findet sich diese Erscheinung bei dem schönen Granit von Baveno und Lugano in der Südschweiz, nach Fournet bei Graniten aus der Umgebung von Lyon, nach Senft in denen von Steinkirchen, Schönbrunn und Crummendorf in Schlesien. Während die aufgewachsenen Orthoklaszwillinge gewöhnlich nach dem Bavenoer Gesetz verwachsen sind, sind die aus den Drusenräumen der Granitgänge von S. Pietro auf Elba nach dem Carlsbader Gesetz gebildet (Karsten u. v. D. Archiv XV. 1841. 399).

Die Feldspathkrystalle aus den schlesischen Graniten von Hirschberg, Lomnitz u. a. Orten, auf deren Säulenflächen durchsichtige Albitkrystalle aufgewachsen sind, verdienen noch nähere Betrachtung. Sie bestehen nach der gegründeten Vermuthung Gerhards aus einer regelmässigen Verwachsung von Orthoklas- und Albitlamellen, letztere sehr fein und glänzend, erstere durch Eisenoxyd gelb gefärbt — ganz analog dem bekannten Perthitfeldspath, dessen einzelne Lamellen Gerhard gesondert untersucht hat (vgl. S. 29). Die Lamellen gehen wie beim Perthit der Querfläche par-

allel und sind besonders deutlich auf der Spaltungsfläche (M) zu erkennen (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1862. 151). G. Rose vermuthete schon früher, der Feldspath sei ein inniges Gemenge von Orthoklas mit Albit gewesen, von denen der letztere allmählich von den Gewässern ausgezogen und auf der Oberfläche wieder abgesetzt worden sei (Poggend. Ann. LXXX. 124).

Sehr reich ist die Zahl derjenigen Mineralien, welche als accessorische in dem Granitgemenge auftreten, von denen ein grosser Theil sich in sehr vielen Graniten einstellt, andere nur einzig und allein in gewissen Graniten zu Hause sind.

Andalusit manchmal in grosser Menge z. B. Bodenmais und Herzogau in Bayern, Readfield in Maine. Anthophyllit: Haddam in Connecticut. Apatit: Greifenstein, Fastenberg bei Johann-Georgenstadt, Breitenbrunn in Sachsen; Rozena in Mähren; Bovey Tracy in Devonshire; Iglorsoit, Pamiut in Grönland; Lancaster und Stow in Massachusetts; Greenfield in New-York; Monroe in Connecticut; Wilmington in Delaware. Allanit: Schmiedefeld in Thüringen; Iglorsoit, Alluk in Grönland; Hitteröe in Norwegen; Haddam; Royalstone in Massachusetts. Beryll: Rabenstein bei Zwiesel in Bayern; Umgegend von Limoges in Frankreich; San Pietro auf Elba; Mourne-Berge in Irland; Katiala und Torro in Finnland; Schaitansk, Alabaschka, Slatoust in Russland; Haddam; Acworth in New-Hampshire. Chrysoberyll: Haddam; Greenfield in New-York. Columbit: Rabenstein und Tirschenreuth in Bayern; Haddam und Middletown in Connecticut; Chesterfield in Massachusetts; Acworth und Plymouth in New-Hampshire; Greenfield in New-York. Cordierit: Kupfergrube Orijärfvi in Finnland; Ujortlersoak an der Baffinsbai. Cyanit: Breitenbrunn in Sachsen, Grainer, Pfitschthal und Lisenz in Tyrol; Gängehäusel in Böhmen; Pizzo in Calabrien. Eisenglimmer: s. oben. Eisenkies: Gernsbach, Schlierbach und Seidenbach im Odenwald; Bodenmais in Bayern; Newly in Pennsylvanien. Epidot: Hohneklippen am Harz; Spizliberg, an der Nordseite des Ursern-Thales; Port d'Oo in den Pyrenäen; Algayole auf Corsica; vgl. auch unten S. 496. Fluocerit: Brodbo und Finbo in Schweden. Flussspath: Baveno; Chamouny; Brocken im Harz; San Pietro auf Elba; St. Stephens-Beacon in Cornwall; Dalkey in Irland. Gadolinit: Kararfvet, Finbo u. s. w. in Schweden; Hitteröe in Norwegen; Disko in Grönland; Ceylon.

Gahnit: Haddam in Connecticut. Gediegen Gold: Bocza in Ungarn; Beresowsk in Sibirien. Gediegen Quecksilber: Peyrat im Dép. der oberen Vienne. Gediegen Silber: Wittichen auf dem Schwarzwald. Grammatit: Steinbruch Four-au-diable unweit Nantes. Granat: Michelbach bei Aschaffenburg und Bodenmais in Bayern; Mourne-Berge in Irland; Abo in Finnland; Engsö in Westmanland; Alabaschka am Ural; Haddam. Ilmenit: Aschaffenburg; Hemsbach in Baden; Coxoira in Brasilien. Korund: Biella in Piemont; Selankina im Ilmengebirge; Karnadik und Mysore in Hindustan. Magneteisen: Silberberg bei Bodenmais; Schmalenberg am Harz; Abertham im Erzgebirge; Hitteröe in Norwegen; Fagerberg in Wermeland; häufig in den Graniten Brasiliens. Magnetkies: Silberberg bei Bodenmais; Barèges in den Pyrenäen. Mengit: Ilmengebirge. Molybdänglanz: kleine Schneekoppe in Schlesien; Thillot in den Vogesen; Rathhausberg im Salzburgischen; Peterhead in Schottland; New-Bedford in Massachusetts. Orthit: Finbo und Ytterby in Schweden; Auerbach an der Bergstrasse; Ilmenau im Thüringer Wald; Weinheim in Baden; Mühlberg bei Striegau; Werchoturie in Sibirien. Phenakit: Miask im Ilmengebirge. Pinit: in manchen Graniten sehr häufig. Polykras: Hitteröe in Norwegen. Prehnit: See Léou nördlich von Barèges in den Pyrenäen. Pyknit: Altenberg im Erzgebirge. Pyrophysalit: Finbo und Brodbo in Schweden. Rutil: Vico auf Corsica; Mourne-Gebirge in Irland; Warwick in New-York. Smaragd: Kirchspiel Tamela in Finnland. Spodumen: Ratschinges in Tyrol; Peterhead in Schottland; Sterling, Goshen, Chester in Massachusetts. Titanit: Ilmenau im Thüringer Wald; Skogsböhle im Kirchspiel Kimito; Katiala, Torro im Kirchspiel Tamela; Werch-Issetsk, Gornoschit, See Schartasch im Ural. Triphylin: Bodenmais. Turmalin, schwarzer sehr viel verbreitet in den Graniten; rother, gelber, grüner, blauer hier und da, namentlich zu San Pietro auf Elba, Mursinsk und Schaitansk, Paris in Maine; Goshen in Massachusetts. Uranglimmer: Bodenmais und Welsendorf in Bayern; Reinerzau in Würtemberg; Zinnwald im Erzgebirge; St. Symphorien, St. Yrieix, Chanteloube in Frankreich; St. Day und St. Austell in Cornwall; Chesterfield in Massachusetts; Middlefield in Connecticut. Wernerit: Chursdorf und Wünschendorf in Sachsen; Wiborg und Helsingfors in

Finnland. Wolframit: Insel Rona; Adontschelon in Sibirien; Monroe und Huntington in Connecticut. Zinnstein: Zinnwald, Schlaggenwald im Erzgebirge; an vielen Punkten Cornwalls; Bretagne; Chesterfield und Goshen in Massachusetts; Gegend von Kandy auf Ceylon. Zirkon: Fort Augustus in Schottland; Finbo in Schweden; Haddam.

Beim Granit finden durch Veränderung seiner Textur, durch das Verschwinden oder Hinzutreten von Gemengtheilen vielfache Uebergänge in andere verwandte Gesteine statt:

In Gneiss durch das Ueberhandnehmen und die parallele Anordnung der Glimmerlamellen. Dieser Uebergang von Granit in Gneiss tritt namentlich in der Nähe der Grenzen der granitischen Ablagerungen ein; man hat häufig beobachtet, wie krystallinisch-körnige Gesteine gegen das Nebengestein hin eine schieferige Textur annehmen. Die gewaltigen Granitriesen der Pyrenäen bestehen wie schon Ramond und Charpentier wussten an ihren Grenzen aus Gneiss; dasselbe ist mit dem Granit der Centralalpen der Fall (Delesse, Bull. de l. soc. géol. (2) VI. 230). Naumann beschreibt, wie man an dem ausgezeichneten Granit von Neu-Taubenheim östlich von Rochlitz in Sachsen an seiner nordwestlichen Grenze gegen den Glimmerschiefer Schritt für Schritt die allmähliche Entwicklung zu einem ebenso ausgezeichneten Gneiss verfolgen kann. Jokély erwähnt ähnliche Verhältnisse an den Graniten von Böhmen, Phillips an denen von den Malvern-hills in England, v. Oeynhausen an denen vom Melibocus. Dieselbe Erscheinung findet sich nach Credner in ausgezeichneter Weise an den Granitstöcken im Thonschiefer des Schwarzathals im Thüringer Wald (N. Jahrb. f. Min. 1849. 11).

In Syenit, wenn allmählich der Glimmer durch Hornblende verdrängt wird und der Quarz verschwindet; dieser Uebergang durchläuft die Mittelstufe der hornblendehaltigen, sogenannten Syenitgranite, z. B. in Schlesien zwischen Reichenstein und Wartha, nach Naumann auf dem linken Elbufer in der ganzen Linie von Gauernitz bis nach Spittewitz. Naumann schlug vor, die glimmerfreien, aus Feldspath, Quarz und Hornblende bestehenden Gesteine Hornblendegranite zu nennen im Gegensatz zu den gewöhnlichern Glimmergraniten (Geognosie II. 194), eine Unterscheidung, welche bereits von Jokély in seiner Beschreibung der böhmischen Granite befolgt worden ist (Jahrb. der geol. R.anst. VI, 369). In

manchen Ablagerungen findet eine förmliche Abwechslung zwischen Granit- und Syenitmassen statt.

In Greisen, wenn der Quarz sehr vorwaltend wird und der Feldspath zurücktritt.

In Miascit dadurch, dass Quarz verschwindet und Elaeolith eintritt.

In Turmalinfels, wenn in den turmalinführenden Graniten Feldspath und Glimmer zurücktreten.

In Felsitporphyr dadurch, dass die Hauptmasse des Gesteins allmählich krystallinisch-dicht wird und nur einzelne grössere Feldspath- und Quarzkrystalle zurückbleiben, eine häufig vorkommende Erscheinung; bei manchen Granitgängen Cornwalls ist es zu beobachten, wie sie auf diese Weise nach den Saalbändern zu in Felsitporphyr übergehen. Erlangt so das ganze Gestein vollständig den dichten Zustand, so dass mit blossem Auge kein Gemengtheil mehr erkannt werden kann, so wird dadurch der Uebergang in Felsitfels, Petrosilex vermittelt.

Chemische Zusammensetzung der Granite. Erst in neuerer Zeit hat man begonnen, Bausch-Analysen von Graniten anzustellen. Streng, Delesse, Fuchs und namentlich Haughton haben eine grosse Anzahl von Graniten analysirt.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure . .	73.13	72.11	69.31	70.72	73.00
Thonerde . . .	12.49	15.60	16.40	14.16	13.64
Eisenoxyd . . .	—	—	—	—	2.44
Eisenoxydul . .	2.58	1.53	4.30	3.22	—
Manganoxydul .	0.57	0.26	0.03	—	—
Kalkerde . . .	2.40	1.26	3.06	1.03	1.84
Magnesia . . .	0.27	0.34	0.83	0.66	0.11
Kali	4.13	5.00	2.87	5.37	4.21
Natron	2.61	2.27	3.29	2.54	3.53
Wasser . . .	0.53	0.83	0.84	—	—
Glühverlust . .	—	—	—	1.10	1.20
	98.71	99.20	100.93	98.80	99.97

I. Grobkörniger Granit mit vorherrschendem weissem Orthoklas, graulichweissem Quarz, sehr wenig grünlichweissem Oligoklas, kleinen schwarzen Glimmerblättchen von Streitberg bei Striegau in Schlesien; Streng, Poggend. Ann. XC. 1853. 122.

II. Jüngerer feinkörniger Ganggranit von Heidelberg, gleichmässig gemengt, mit viel Quarz, ohne Oligoklas und Magnesiaglimmer; Streng ebendas. 130.

III. Granit vom Meerauge im Fischseethal in der Tatra (Karpathen), ziemlich grobkörnig mit vielem grünlichweissem Oligoklas und Orthoklas, wenig Quarz, vielem grünen Magnesiaglimmer, weniger weissem Glimmer; Streng ebendas. 125.

IV. Feinkörniger, anstatt des Glimmers Turmalin führender Granit, mit fleischrothem Orthoklas vom Monte Mulatto bei Predazzo in Tyrol; Kjerulf, das Christiania-Silurbecken 1855. 7.

V. Grobkörniger Granit mit viel grauem Quarz vom Foxrock bei Dublin; Haughton, Quart. journ. of the geol. soc. XII. 1856. 177.

	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
Kieselsäure . .	73.20	72.24	74.82	70.09	66.81
Thonerde . . .	15.48	14.92	16.14	15.44	19.05
Eisenoxyd . . .	1.72	1.63	—	6.13	—
Eisenoxydul . .	—	0.23	1.52	—	5.02
Manganoxydul .	—	0.32	—	Spur	—
Kalkerde . . .	0.96	1.68	1.68	1.20	3.26
Magnesia . . .	—	0.36	0.47	Spur	0.31
Kali	4.80	5.10	3.55	4.19	2.78
Natron	3.18	3.51	6.12	3.27	2.85
Wasser . . .	—	—	—	—	1.30
	99.34	99.99	104.30	100.32	101.38

VI. Mittelkörniger Granit von Blackstairs-Mountain, Grafschaft Wexford, Irland; Haughton ebendas. 177; die beiden letzten ohne Oligoklas.

VII. Mittelkörniger Granit von Doocharry-Bridge, Grafschaft Donegal, Irland, mit fleischrothem Orthoklas, grauem Oligoklas, und wenig schwarzem Glimmer; Haughton, Quart. journ. of the geol. soc. 1863. XVIII. 402.

VIII. Granit von Baveno, bekannte Varietät aus fleischrothem Orthoklas, weissem Oligoklas, graulichweissem Quarz, schwärzlichgrünem Glimmer; Bunsen, Mittheilung an Roth, Gesteinsanalysen 1862. 66.

IX. Sog. Granitit von Warmbrunn in Schlesien; rother Or-

thoklas, gelblichweisser Oligoklas, Quarz und wenig Magnesiaglimmer (ebendas.).

X. Granit vom Meineckenberg im Ilsethal (Harz) mit vorwaltendem frischem hellgrünem Oligoklas, wenig weissem Feldspath und vielem Glimmer neben wenig Quarz; C. W. C. Fuchs, N. Jahrb. f. Min. 1862. 769.

Aus diesen angeführten Granitanalysen ist die grosse Uebereinstimmung ersichtlich, welche zwischen ihnen und den mineralogisch gleich zusammengesetzten Felsitporphyren sowie den Quarztrachyten obwaltet. Die Substanz der Granite und der beiden letztgenannten Gesteine ist wesentlich dieselbe. Die Zahl sämmtlicher bis jetzt vorliegenden Granitanalysen übersteigt 60; davon verdanken wir allein 40 den eifrigen Untersuchungen Haughtons. Fuchs hat eine grosse Anzahl von Harz-Graniten untersucht. Bei den Analysen ächter Granite beträgt:

	das Maximum		das Minimum	
Kieselsäure . . .	81.77	(Teufelsmauer bei Krems)	62.08	(Goragh-Wood-Station, Irland)
Thonerde . . .	19.05	(Meineckenberg, Harz)	7.02	(Teufelsmauer bei Krems)
Eis.oxyd u. oxydul	6.13	(Warmbrunn, Schlesien)	0.20	(Ross auf Mull)
Kalkerde	5.52	(Goragh-Wood-Station, Irland)	0.13	(Ross auf Mull)
Magnesia	2.80	(Newry-District, Irland)	0.07	(Anagarry, Donegal)
Kali	7.09	(Ettersberg, Harz)	2.04	(Glenveagh, Donegal)
Natron	6.32	(St. Gotthardtshospiz, Schweiz)	0.04	(Friedrichsbrunn, Harz)
Wasser u. Gl.verl.	2.34	(Ballymotymore, Wexford)	—	(Ziegenrücken, Harz)

Als typisches Mittel berechnet Roth: Kieselsäure 72; Thonerde 16; Eisenoxyd oder Eisenoxydul 1.5; Kalkerde 1.5; Magnesia 0.5; Kali 6.5; Natron 2.5.

Haughton machte 1856 bei Beschreibung der irischen Granite auf den Unterschied zwischen „potash- und soda-granites" aufmerksam; letztere enthalten mehr Natron als Kali (z. B. III), trotz-

dem, dass der Kalifeldspath Orthoklas fast allgemein den Natronfeldspath Oligoklas überwiegt. Die Oligoklase müssen sehr natronreich in solchen Soda-Graniten sein, welche sich zudem durch die grosse Menge von Eisen und Kalk und den geringen Kieselsäuregehalt auszeichnen sollen; letzteres scheint indessen nicht allgemeingültig zu sein, denn es enthält z. B. der Granit von Croghan Kinshela in Wexford 5.58 Natron auf 0.40 Kali, dabei 80.24 Kieselsäure, der von Baveno in Piemont 6.12 Natron auf 3.55 Kali, dabei 74.82 Kieselsäure; auch sind diese Granite keineswegs verhältnissmässig kalkreich. Es darf gleichwohl nicht übersehen werden, dass Haughton in manchen Graniten unverkennbaren Albit gefunden haben will. Auch örtlich sind diese verschiedenen Granite von einander getrennt. Sowohl in Leinster als der Grafschaft Down erscheinen die Kali-Granite untereinander in chemischer und mineralogischer Zusammensetzung viel übereinstimmender als die Natron-Granite. Auch die von Bunsen untersuchten Granite vom St. Gotthardtshospiz und von Baveno sind Natron-Granite, desgleichen einige der von Streng untersuchten aus den Karpathen. Haughtons zahlreiche Analysen irischer Granite verweisen auf ziemlich übereinstimmende Zusammensetzung.

Der Sauerstoffquotient sinkt fast durchweg nicht unter 0.2 und steigt nicht über 0.3. Das specifische Gewicht der Granite schwankt von 2.593—2.731. In der Reihe der irischen Granite ist im Grossen und Ganzen deutlich ein Wachsen des spec. Gewichts bei abnehmendem Kieselsäuregehalt ersichtlich; das höchste spec. Gewicht hat der als der kieselsäureärmste aufgeführte von der Goragh-Wood-Station.

Meistens herrscht der feldspathige Gemengtheil vor, nach ihm folgt Quarz, Glimmer hat den geringsten Antheil an der Zusammensetzung; nur selten überwiegt der Glimmer den Quarz. Bei einigen Graniten hat man versucht durch Calculation die mineralogische Zusammensetzung zu erforschen. Haughton, welcher die Gemengtheile der irischen Donegalgranite gesondert untersucht hatte, berechnete darnach die Zusammensetzung des von Doocharry (vgl. Analyse VII) zu: Quarz 30.63; Orthoklas 24.33; Oligoklas 44.88; schwarzer Glimmer 3.16 (vgl. S. 418). Nach ihm beträgt bei 8 irischen Graniten der Gehalt an

Feldspath	Minimum	41.19	Maximum	69.66	pct.
Quarz	„	20.33	„	35.42	„
Glimmer	„	4.27	„	27.14	„

Senft fand nach Schlämmresultaten (Roth XXIX) in Graniten von

	Quarz.	Feldspath.	Glimmer.
Drusethal, Thüringerwald, grobkörnig	30	50	14 dunkel 6 hell
Ebendaher, feinkörnig	40	50	10 dunkel
Brotterode, Thüringerwald . . .	35	50	15 dunkel
Harz	30	60	10 dunkel

Nach Durocher (Sur l'origine des roches granitiques, Comptes rendus XX. 1845. 1278) unterliegt Quarz am wenigsten dem Quantitätswechsel, selten übersteigt seine Menge 30 bis 40 pct.; beim Feldspath und Glimmer ist es anders: bald steigert sich die Menge des Feldspaths bis zu 50, selbst bis zu 55 pct. und sodann sinkt der Glimmer bis zu 15; dies ist der Fall bei vielen Graniten mit grossen Feldspathkrystallen; bald tritt Glimmer im Gegentheil bis zu 50 pct. im Granit auf und der Feldspath ist nur im Verhältniss von 15 bis 20 pct. vorhanden, letzteres namentlich bei kleinkörnigen Graniten. Durocher unterscheidet

1) sehr feldspathreichen Granit, 50 Feldspath, 35 Quarz, 15 Glimmer,
2) normalen Granit, 40 Feldspath, 35 Quarz, 25 Glimmer,
3) glimmerreichen Granit, 15 Feldspath, 35 Quarz, 50 Glimmer.

	Mittlere Zusammensetzung		Zusammensetzung des Granit.		
	des Feldspaths.	des Glimmers.	feldspathreich.	normal.	glimmerreich.
Kieselsäure . . .	64	47	74.0	72.3	68.1
Thonerde	19	31	14.1	15.3	18.3
Alkalien	13	9	7.8	7.4	6.4
Kalk, Magnesia und Eisenoxyd . . .	2	10	2.5	3.3	5.3
Flusssäure . . .	—	3	—	—	—

Es ist freilich bei diesen aus dem Jahre 1845 stammenden Betrachtungen das Vorkommen eines basischern triklinen Feldspaths nicht berücksichtigt; auch scheinen Granite, welche bis zur Hälfte aus Glimmer bestehen, nicht vorzukommen.

Bei der grossen Verbreitung der granitischen Gesteine erleiden dieselben, indem sie ihren allgemeinen Character als Granite bewahren, doch mancherlei Modificationen sowohl bezüglich ihrer Gemengtheile, als ihrer Textur. Von den so unterschiedenen Granitvarietäten sind folgende hervorzuheben:

a) als eigentlichen Granit bezeichnet G. Rose (Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 352) dasjenige Gestein, welches aus vorherrschendem weissem Orthoklas, spärlichem Oligoklas, reichlichem Quarz und zweierlei Glimmer (weissem Kaliglimmer und dunkelbraunem Magnesiaglimmer) besteht, während er

b) Granitit diejenige Varietät nennt, welche aus rothem Orthoklas, vielem Oligoklas, wenig Quarz und wenig schwärzlichgrünem Magnesiaglimmer zusammengesetzt ist, und wobei also der gänzliche Mangel an weissem Glimmer (welcher allerdings stets da verschwindet, wo das Gestein basischer wird), das Vorherrschen des Oligoklas und Zurücktreten des Quarz das unterscheidende Merkmal bilden soll. Nach dieser Trennung würden u. a. die Hauptmassen des Riesengebirges, die Brockenpartie des Harzes, die Granite von Mehlis, Brotterode und Ilmenau im Thüringer Walde, der Granit von Schliersheim im Odenwald, manche Granite der Normandie und Bretagne, der Granit von Brixen in Tyrol, endlich der schöne Granit von Baveno am Lago maggiore zu den Granititen zu rechnen sein; die eigentlichen Granite G. Rose's finden sich dagegen nur sehr untergeordnet im Riesengebirge, sehr verbreitet aber auf der Ostseite der Sudeten, am Ziegenrücken und Ramberg im Harz, bei Eibenstock und Carlsbad im Erzgebirge u. s. w. Hausmann (N. Jahrb. f. Min. 1852. 972) und nach ihm Fischer sprachen dagegen die begründet scheinende Meinung aus, dass eine Unterscheidung des Granit auf Grund dieser Diagnose sich nicht überall durchführen lasse, indem sowohl die Farbe des Orthoklas, als die relative Menge des Oligoklas, nicht minder auch das Verhältniss der beiden Glimmer zu einander im höchsten Grade variabel sei, wie dies letztere G. Rose ebenfalls nicht entgangen ist, wenn er bei dem eigentlichen Granit bemerkt, dass der weisse Glimmer zuweilen vorherrschend oder ausschliesslich vorhanden sei, zuweilen aber auch sehr zurücktrete oder gänzlich fehle. Dadurch wird aber alsdann eine Eigenthümlichkeit des Granitit hervorgebracht; vgl. darüber auch C. W. C. Fuchs im N. Jahrb. f. Min. 1862. 828.

c) Protogingranit (Jurine, Journ. des mines XIX. 372, Hauy, Traité de minér. IV. 538) ist der talkhaltige Granit der Alpen, der Alpengranit Studers; er besteht aus Orthoklas, Oligoklas, Quarz, welcher häufig einen eigenthümlich sandig-bröckligen Bruch besitzt, der schon L. von Buch aufgefallen war (Mineral. Taschenbuch 1824. 393), Glimmer und einem hellgrünen talkartigen Mineral. Delesse hat sich eingehend mit der Erforschung dieser Gesteine beschäftigt, welche in den westlichen Alpen grosse Verbreitung gewinnen und häufig schieferig und gneissartig werden, alsdann Protogingneisse (granite vainé Sauss.) heissen.

Der Quarz in den Protoginen mit granitischer Textur ist von rauchgrauer oder meistens violet-grauer Farbe; in den quarzreichen Protoginvarietäten ist die krystallinisch-körnige Textur am vollkommensten entwickelt; der weisse oder graulichweisse Orthoklas bildet oft mehrere Cm. grosse Krystalle, welche in den eigentlichen Protoginen meistens ziemlich regelmässig umgrenzt sind. Der Oligoklas ist etwas grünlich gefärbt und erscheint namentlich in den körnigen Varietäten, in denen er manchmal fast dem Orthoklas das Gleichgewicht hält. Der Glimmer ist zweiaxig, eisenreich und grünlich gefärbt, immer und zwar meistens deutlich krystallisirt, in dicken sechsseitigen Tafeln. Gewundene Lamellen von einer Talkvarietät sind das characteristische Kennzeichen der Protogine; ihre Farbe schwankt zwischen seladon- oder smaragdgrün und blass graulichgrün; die grünliche Farbe des Oligoklas wird durch innig beigemengte äusserst kleine Talkschüppchen hervorgebracht, während die Orthoklase gänzlich frei davon sind. Je deutlicher körnig der Protogin ist, desto weniger Talk enthält er; je mehr die Tendenz zur schieferigen Textur hervortritt, desto grösser ist die Talkmenge des Gesteins. Die körnigen, quarzreichen und talkarmen Varietäten nehmen das Centrum der Ablagerungen ein, welche nach aussen zu eine schieferig-gneissartige Textur entwickeln und feldspath- und talkreich werden. Delesse untersuchte drei Varietäten von verschiedener Textur und verschiedenem Fundorte um den Mont Blanc mit einem Kieselsäuregehalt von

74.25 72.42 70.75 pct.

und schloss daraus, dass die deutlich krystallinisch-körnige Ausbildung in Uebereinstimmung mit dem Kieselsäuregehalt zunimmt oder sich vermindert, sowie dass der Kieselsäuregehalt immer mehr ab-

nimmt, je weiter man sich vom Centrum des Mont Blanc entfernt (Bull. d. l. soc: géol. (2) VI. 1849; 230). Schönfeld und Roscoe fanden in dem Protogin von der Nordseite des Mont Blanc: Kieselsäure 71.41; Thonerde 14.45; Eisenoxydul 2.58; Kalk 2.49; Magnesia 1.11; Kali 2.77; Natron 3.05; Wasser 1.25 (99.11). Befremdend ist die geringe Magnesiamenge. Nach v. Cotta treten zwischen Eibenstock und Schneeberg im Erzgebirge Granite auf, welche nur aus fleischrothem Feldspath, weissem Quarz und zeisiggrünem Talk bestehen.

d) Syenitgranit nennen wir mit v. Cotta einen Granit mit Hornblende, diejenige Mineralcombination, welche zwischen Granit und Syenit die Mitte hält. G. Rose bezeichnet ein solches Gemenge aus Orthoklas, Oligoklas, Hornblende, Quarz und Glimmer noch als Syenit. Das von uns in der Folge mit dem Namen Syenit belegte Gestein, wozu z. B. das bekannte des Plauenschen Grundes bei Dresden gehört, enthält aber gar keinen oder nur verschwindend wenig Quarz. Unter den Namen Syenitgranit fällt also vieles, was jetzt Syenit genannt wird, z. B. die sog. Syenite aus der Gegend von Moritzburg und Meissen in Sachsen. Die Syenitgranite enthalten durchschnittlich nicht so viel Quarz wie die eigentlichen Granite und sind meistens glimmerarm, indem die Hornblende vorzugsweise auf Kosten des Glimmers sich einstellt. Sie führten wohl nur dunklen und keinen lichten Glimmer. Auch ein Gestein, welches nur aus Feldspath, Quarz und Hornblende besteht, wird man zweckmässig als Syenitgranit bezeichnen (Hornblendegranit Naumanns, vgl. S. 483).

Zu diesen Syenitgraniten gehören wohl ohne Zweifel die Gesteine der Vogesen, welche Delesse als „Granite des Ballons" von dem eigentlichen „Granite des Vosges" unterscheidet. Sie setzen hauptsächlich die centrale Partie und die Gipfel der Vogesenkette zusammen und bestehen aus Quarz, Orthoklas, einem klinoklastischen Feldspath, dunklem Glimmer und fast stets aus Hornblende. In den hornblendereichern Gesteinen ist der Quarz weniger vertreten, die Orthoklaskrystalle, welche in den porphyrartigen Varietäten oft beträchtliche Grösse erlangen, zeigen mitunter eine Zusammensetzung aus weisslichen undurchsichtigen und graulichen durchscheinenden concentrischen Zonen. Den grünlichen, deutlich gestreiften, klinoklastischen Feldspath hält Delesse für Andesin, da Analysen

ihm ein Sauerstoffverhältniss nahe wie 1 : 3 : 8 ergaben (vgl. S. 26). Seine kleinen Krystalle stellen sich namentlich in den porphyrartigen und hornblendereichen Varietäten ein, z. B. von Sainte-Marie-aux-mines, von Saint-Bresson, Saint-Amarin, Plombières. Die Hornblende, die selten fehlt, zählt Delesse zu den zufälligen Gemengtheilen; Sphen, Zirkon, Chlorit, Eisenglanz, Eisenkies, Flussspath treten als solche auf. Der Kieselsäuregehalt dieser Gesteine schwankt von 63—71 pct. Früher (1848) hatte Delesse in einer der unsrigen mehr genäherten Auffassung die quarzarmen von diesen Gesteinen als „Syénite des Ballons" beschrieben und darin die Hornblende als einen wesentlichen, den Quarz als einen zufälligen Gemengtheil dargestellt; er bemerkt, dass der Quarz in den centralen Theilen häufiger werde, und dass alsdann — wie er es ganz richtig ausdrückt — ein „Granite syénitique" entstehe; auch Élie de Beaumont hatte den hornblendehaltigen Granit „Granite syénitique" genannt. Davon verschieden und den eigentlichen Graniten zuzuzählen ist der „Granite des Vosges", welcher aus Quarz und Orthoklas als den beiden Hauptmineralien, aus einem weissen oder lichtgrünlichen klinoklastischen Feldspath in spärlicher oft verschwindender Menge, und zweierlei Glimmern, schwarzem und weisslichem besteht. Granat, Cordierit und Pinit, Chlorit, Eisenkies erscheinen accessorisch darin. Der Kieselsäuregehalt beträgt zwischen 66 und 77 pct.; manchmal wird dieser Granit granulit- oder gneissartig. Delesse schreibt dem centralen Granite des Ballons einen eruptiven, dem die Aussenwerke der Granitkette bildenden Granite des Vosges einen metamorphischen Ursprung zu (Ann. des mines (5) III. 1853. 367).

Die Gesteine, welche auf der Insel Jersey die Südwestküste bei St. Brelade und die Nordwestküste von Letac bis zum Mt. Mado zusammensetzen, gehören nach der Beschreibung von Transon, welcher darin röthlichen Feldspath (in grosser Menge), einen weisslichen Feldspath, Quarz (in ziemlicher Menge), Hornblendekrystalle und einige Glimmerblättchen beobachtete, zu den Syenitgraniten (Ann. des mines (4) XX. 1851. 509).

Auch der vielfach zu monumentalen Arbeiten verwandte hellrothe sog. Syenit von Aegypten, welcher sich in der Umgegend von Syene und der Insel Philoe, sowie am Djebel Gareb und Djebel Ezzeit zwischen Kosseir und Suez findet, ist zu den Syenitgra-

niten zu zählen, indem er aus durchscheinendem grauem Quarz, schönem hellrothem oder rothem Orthoklas, weissem Oligoklas, schwarzem Glimmer und Hornblende besteht (Delesse in Karstens und v. Dechens Archiv XXIV. 1851. 63).

Ueber die Syenitgranite des Pilsener Kreises in Böhmen hat v. Zepharovich werthvolle Mittheilungen gemacht. An den Syenitgraniten des mittlern Böhmens fand Jokély, dass je mehr die Hornblende vorherrsche, desto häufiger auch der Oligoklas werde. Peters beschrieb Syenitgranite aus dem nordwestlichen Theile von Oberösterreich (Jahrb. d. geol. R.anst. IV. 1853. 256), v. Dechen die des Eilandes Mahé, der grössten der Seychellen (Niederrhein. Ges. f. Nat.- u. Heilk. zu Bonn 1857. Januar 8.). Der im Gebiet des Glimmerschiefers auftretende Syenitgranit von Brixen und von der Cima d'Asta in Südtyrol (Granit v. Richthofens) ist ein gleichmässig körniges Gemenge von graulichweissem Quarz, spärlichem Orthoklas, sehr deutlichem weissem Oligoklas, schwarzem Magnesiaglimmer und schwärzlichgrüner Hornblende. Hierher gehört auch der porphyrartige Syenit vom Mont Pers in Graubündten. Beträchtliche Verbreitung gewinnen die Syenitgranite in den Pyrenäen, wo sie im innigen Verbande mit eigentlichen Graniten stehen; so ist z. B. das Gestein, aus welchem die Thermen von Eaux chaudes entspringen, ein ausgezeichneter quarzreicher Syenitgranit. Ein characteristischer Syenitgranit ist auch derjenige von Strontian, Argyleshire.

e) G n e i s s g r a n i t nennt man den Granit mit einer Hinneigung zu gneissähnlicher Schiefertextur. Manche der als rother Gneiss bezeichneten Gesteine sind solche Gneissgranite (vgl. Gneiss).

f) S c h r i f t g r a n i t (Hauys Pegmatit) besteht aus vorherrschenden grossen Individuen von Orthoklas, welche von zahlreichen, hohlen, stengeligen, parallel und nach einem gewissen krystallographischen Gesetz angeordneten Quarzindividuen durchwachsen sind; diese oft nur theilweise ausgebildeten Quarze erscheinen auf den Spaltungsflächen des Feldspaths im Querbruch und bilden Figuren, die mit hebräischen Schriftzügen Aehnlichkeit haben (hebräischer Stein, graphic granite, pierre hébraïque, granite graphique). Diese Varietät, welche keine grössern Gebirgsmassen bildet, sondern nur in der Form untergeordneter Gänge und Stöcke auftritt, kommt z. B. ausgezeichnet zu Bodenmais in Bayern, am Ehrenberg bei Ilmenau, im Schloitzbachthale bei Tharand, zu St. Yrieix bei Limoges im

Dép. der obern Vienne vor. Die Eigenthümlichkeiten dieser Varietät treten besonders an den geschliffenen Stücken hervor.

g) Pegmatit; diesen Namen gebrauchen Delesse (Annales des mines (4) XVI. 1849. 97) und Naumann (Geognosie I. 558) in einem andern Sinne als Hauy, indem sie demselben eine erweiterte Bedeutung geben. Sie bezeichnen damit die grosskörnigen, häufig drusenreichen Granite, welche wesentlich aus Orthoklas (der oft fussgrosse Individuen bildet), Quarz und silberweissem Glimmer in grossen Tafeln (nach Delesse niemals dunkelm Glimmer) bestehen und ebenfalls nur untergeordnete Lagerstätten innerhalb anderer granitischer Gesteine bilden. Stache erwähnt einen Pegmatit von dem Gebirgsrücken zwischen dem Thal des Hideg-Szamos und Jaráflusses in Siebenbürgen: reiner fettglänzender milchweisser Quarz bildet hier ganze Felsen, der Feldspath erscheint in kopf- bis klaftergrossen Partieen und der Glimmer in ziemlich bedeutenden Nestern für sich. Die Pegmatite sind fast durchweg turmalinführend und weisen oftmals einen grossen Reichthum an accessorischen Gemengtheilen auf (Granat, Topas, Beryll, Gadolinit, Orthit, Columbit, Triphylin, Apatit, Albit u. s. w.). Zahlreiche ausgezeichnete Mineralvorkommnisse dieser Art stammen aus solchen Pegmatiten, welche z. B. bei Penig und Mühlau in Sachsen, bei Langenbielau in Schlesien, bei Zwiesel im Bayerischen Wald, bei Limoges und Chanteloube im Dép. der obern Vienne, bei Marmagne und St. Symphorien im Morvan, bei Finbo und Ytterby in Schweden, bei Mursinsk und andern Orten im Ural in characteristischer Weise auftreten. Die turmalinführenden Pegmatite der Vogesen (St. Etienne, St. Hippolyte, im Rauenthal zwischen St. Remy und Phannoux, Gérardmer, Ranfaing u. s. w.), welche Gänge im Granulit und Gneissgranit bilden, beschrieb Delesse sehr eingehend; sie führen nie Oligoklas und scheinen im Allgemeinen sehr kieselsäurereich zu sein; der vom Serre-Berg im Jura hielt 78.0 pct. Kieselsäure (Annales des mines (4) XVI. 97). Derselbe Forscher theilte seine Beobachtungen über die eigenthümlichen, sehr cavernösen Pegmatite mit, welche in Irland sich von Newcastle in der Bai von Dundrum bis Rosstrevor im Golf von Carlingford erstrecken und im Slieve-Donard am höchsten aufragen. Die sehr unregelmässigen Hohlräume sind mit Krystallen bekleidet, welche auch das Gestein zusammensetzen, ausserdem mit Topas (in grosser Menge), Smaragd, Albit, Fayalit; über

die Reihenfolge bei der Bildung dieser Krystalle werden interessante Betrachtungen angestellt (Bull. de la soc. géol. (2) X. 1853. 568). Manche solcher weit von einander entfernten Pegmatitstöcke oder -Gänge bieten eine überraschende Aehnlichkeit in dem Gehalt an accessorischen Mineralien dar.

h) Aplit oder Halbgranit (Granitell) hat man denjenigen Granit genannt, in welchem der Glimmer sehr zurücktritt und welcher nur oder fast nur aus Orthoklas und Quarz besteht, wie z. B. der Granit von Gottleube in Sachsen, vom Meleg-Hegy in West-Ungarn (Zirkel, Jahrb. d. geol. R.anst. XII. 122), und nach Naumann der feinkörnige Granit, welcher bei Meissen und Zehren Gänge in dem dortigen grobkörnigen Granit bildet.

i) Miarolit nannte Fournet (Mém. sur la géol. des Alpes II. 24 und Bull. de la soc. géol. (2) II. 495) früher nach dem italiänischen Trivialnamen Miarolo einen drusigen oligoklasreichen Granit aus der Umgebung von Lyon und dem Jägerthal in den Vogesen; auch den Bavenoer Granit belegt er mit diesem Namen.

k) Als Rumburger Granit bezeichnet v. Cotta die Granitvarietät mit blauem Quarz, welche bei Rumburg in Böhmen und am Pic blanc in der Monte-Rosakette vorkommt (Erläut. z. geogn. K. v. Sachsen 1839. H. III. S. 14). Nach Jokély besitzen die Granite von Hohenwald und Wetzwalde im Isergebirge eben solchen cordieritähnlichen bläulichgrauen Quarz (Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. 1859. 376).

l) Rappakiwi (fauler Stein) wird nach Böthlingk (N. Jahrb. f. Min. 1840. 613) in Finnland ein namentlich längs der Küste des finnischen Meerbusens zwischen Wiborg und Lovisa verbreiteter, der Hauptmasse nach sehr verwitterter Granit genannt (vgl. Kutorga, Geogn. Beobb. im südl. Finnland 1851. 114). Die Textur desselben ist derart, dass eiförmige Knollen von hell- bis dunkelbraunem Orthoklas, welcher häufig von einer Oligoklashülle umgeben und von Quarz und schwarzem Glimmer entweder schichtenweise concentrisch-schaalig, oder vom Centrum aus schraubengewindeartig durchwachsen ist, in einem Gemenge von Glimmer und Quarz eingebettet liegen. H. Struve fand in dem Rappakiwi des Steinbruchs Himmekül auf der östlichen Seite der Meeresbucht von Pyterlaks: Kieselsäure 75.06; Thonerde 11.70; Eisenoxyd 1.04; Eisenoxydul 1.57; Manganoxydul Spur; Magnesia 0.19; Kalk 1.01; Kali 6.25;

Natron 2.56; Titansäure 0.36; Wasser 0.63 (Mém. de l'acad. des sc. de Pétersbourg (7) VI. Nro. 4).

m) Adulargranit ist der in den Alpen verbreitete Granit, welcher statt des Orthoklas Adular führt. Auf diese Weise unterscheidet man auch einen Adularprotogin.

n) Turmalingranit, Granit mit Turmalin, welcher den Glimmer ganz oder theilweise vertritt, sehr verbreitet in Cornwall, wo er hauptsächlich an den Grenzen der eigentlichen Granitablagerungen erscheint; neben dem Turmalin, welcher theils als feine Nadeln, theils als faustgrosse Partieen in dem Granit eingesprengt ist, kommt solcher auch in Drusenräumen des Gesteins vor; in inniger Verbindung mit diesem Turmalingranit steht der Turmalinfels. Als Luxulian bezeichnete neuerdings Pisani (Comptes rendus LIX. 1864. 913) einen porphyrartigen (Turmalin-) Granit aus dem Kirchspiel Luxulion bei Lostwithiel in Cornwall, in welchem der Glimmer durch viel Turmalin ersetzt ist; der Turmalin bildet strahlige dunkelgrüne Nadeln und macht einen grossen Theil des Gesteins aus, welches ausserdem aus fleischfarbigen Orthoklaskrystallen mit sehr wenig Quarz besteht. Ein ausgezeichneter, nur aus fleischrothem Orthoklas, Quarz und Turmalin bestehender Turmalingranit tritt mitten aus der grossen Syenitmasse von Predazzo in Tyrol hervor (v. Richthofen, geogn. Beschr. von Süd-Tyrol 1860. 148; de Lapparent, Annales des mines (6) VI. 1864. 268).

o) Beresit, ein in der Regel sehr mürber und zersetzter glimmerarmer Granit, reichlich durchsprengt mit Eisenkies, welcher in Brauneisenstein umgewandelt ist; er bildet im Thonschiefer bei Beresowsk mächtige Gänge.

p) Eisengranit und

q) Graphitgranit, Granite, in denen an Stelle des Glimmers Eisenglimmer oder Graphit tritt; über Fundorte vgl. S. 479.

r) Zinngranit nennt man den in der Nähe von Zinngängen reichlich Zinnstein enthaltenden Granit (Platten, Bäringen und Irrgang im Erzgebirge, Cornwall); er ist meist klein- bis feinkörnig, oligoklasreich und sein Glimmer in der Regel lithionhaltig.

s) Epidotgranit, ein reichlich Epidot haltender Granit, z. B. der von Vordorf im Fichtelgebirge, von Schönau im Schwarzwald, aus der Gegend von Aschaffenburg; auch der Granit von Baveno gehört in manchen Varietäten hierher. Blum hat gezeigt,

dass die Art und Weise des Vorkommens der Epidote in diesen Graniten dafür spreche, dass sie aus einer Umwandlung von Feldspath hervorgegangen seien (N. Jahrb. f. Min. 1862. 419). Ein Epidotgranit ist auch der von Durocher erwähnte von der Mühle bei St. Arnacle im Thal von Agly (Ostpyrenäen), der so innig mit Epidot gemengt ist, dass dieser einen wesentlichen Gemengtheil auszumachen scheint (Annales des mines (4) VI. 1844. 73).

Auf diese Weise lassen sich auch Cordieritgranit, Pinitgranit u. s. w. unterscheiden; meistens treten diese Gemengtheile wie auch Turmalin u. a. augenscheinlich auf Kosten des Glimmers ein. Blum hat die Ansicht geltend zu machen gesucht, dass in derlei Gesteinen »der Glimmer deshalb nicht zu sehen sei, weil das ursprüngliche Mineral in der Mengung des Gesteins noch vorhanden und nicht zu Glimmer umgewandelt worden ist« (Lithologie 1860. 137). Sind auch wirklich Umwandlungen jener Mineralien in Glimmer durch Pseudomorphosen nachgewiesen, so möchte doch diese Annahme einer Glimmerbildung auf nicht nothwendig scheinenden Umwegen um so weniger zu billigen sein, als die Beschaffenheit der Orthoklase der glimmerhaltenden Gesteine meistens kein Zeugniss von stattgefundenen Umwandlungsprocessen ablegt.

Wie bereits oben bemerkt, ist mit dem Begriff Granit der einer vollständig richtungslosen Textur seiner Gemengtheile eng verbunden, und die Gesteine, welche meist an den Rändern der grössern Granitmassen auftretend, eine einigermaassen parallele Anordnung der Glimmerschuppen besitzen, werden Gneissgranite genannt. Indessen erleidet doch, abgesehen von dieser Ausbildungsweise, welche den Uebergang zu Gneiss vermittelt, hier und da die richtungslose Textur des Granit einige Modificationen: stellenweise sind bisweilen die Glimmerschuppen zu grössern Partieen vereinigt, welche nach einer und derselben Richtung langgestreckt erscheinen. Ein solcher Fall wird vom südlichen Ende des Tronitzer Granitzuges im sächsischen Müglitzthale erwähnt; auch wechseln mitunter glimmerarme Zonen des Granit mit glimmerreichen ab, oder gewisse accessorische Gemengtheile z. B. Turmalin treten zonenweise in besonderer Häufigkeit in dem Gestein auf. In den Graniten von Cornwall und Devonshire alterniren auch oft Lagen von Granit und Turmalinfels z. B. bei St. Austell und Dartmoor, wo der Wechsel

ein häufiger und die Mächtigkeit der verschiedenen Zonen nur eine geringe ist (Karstens u. v. Dechens Archiv X. 616).

Der Granit ist ein massiges Gestein, welches keine Spur einer eigentlichen Schichtung zeigt, wie sie sedimentären Gesteinen eigen ist. Dagegen sind die Erscheinungen der Zerklüftung und Absonderung, und von diesen namentlich die erstere sehr verbreitet. In manchen Granitregionen hat man die Beobachtung gemacht, dass das Gestein von einem oder mehrern Systemen von geneigten Klüften durchschnitten wird, deren Verlauf selbst auf weite Entfernungen hin ein vollkommen paralleler ist, wie dies für die Granite von Cornwall und Devonshire ausser Sedgwick und Boase vorzüglich Enys und De la Beche festgestellt haben; die beiden letztern Forscher fanden, dass die dortigen Granite von Klüften (divisional planes) regelmässig durchsetzt werden, deren allgemeine parallele Richtung die von N.N.W. nach S.S.O. sei, obschon auch einige Abweichungen hier und da vorkommen. Die Hauptstreichungsrichtung der langgestreckten Halbinsel Cornwall ist von W.S.W. nach O.N.O. und dieselbe Richtung verfolgen die dort auftretenden isolirten Granitmassen, welche im S.W. mit den Scilly-Inseln beginnend und in einer langen Reihe hintereinanderliegend sich bis nach Devonshire hineinziehen, und Naumann macht auf die eigenthümliche Thatsache aufmerksam, dass demnach die Richtung der Kluftsysteme und diejenige der granitischen Axe rechtwinkelig auf einander stehen (Geognosie II. 192). Am Harz fand Hausmann ähnliche Verhältnisse wieder. Er wies 1842 an dem Harzer Granit zwei seigere oder steil einfallende Kluftsysteme nach, von denen das eine, welches der Hauptrichtung der Granitmassen folgt, mit dem andern nahezu einen rechten Winkel bildet; ein drittes Kluftsystem setzt mehr oder weniger wagerecht hindurch (Ueber die Bildung des Harzgebirges 1842. 112). Auch an sehr vielen andern Punkten werden die granitischen Gesteine durch ebenflächige Klüfte in mehr oder weniger mächtige und regelmässige Bänke eingetheilt. Gleichfalls gehen daraus pfeilerförmige, quaderförmige, sowie unregelmässig-polyedrische Gestalten hervor.

Die säulenförmige Absonderung des Granit lässt sich besonders schön in Cornwall beobachten. Am Cap Landsend, der südwestlichsten Spitze Englands, stürzen prachtvolle Granitcolonnaden in das atlantische Meer, am Huel-Oak-Point im Kirchspiel St. Just, am

Tol-Pedn-Penwith, südöstlich vom Cap Landsend, am Pordenack-Point auf der Lizardhalbinsel sind die Granitsäulen nicht weniger ausgezeichnet, an letzterm Vorgebirge auch in horizontale Glieder getheilt. v. Leonhard erwähnt in seiner Characteristik der Felsarten (I. 67) einer säulenförmigen Absonderung des Granit vom Mühlberg unfern Tzeidler in Böhmen. Am Vorgebirge Collo in der algierischen Provinz Constantine ist nach Fournel ebenfalls der Granit in regelmässige 5—6 seitige Säulen abgesondert, welche in der Entfernung wie Basaltsäulen erscheinen (Comptes rendus XXVI. 1848. 480).

Dass bei den Graniten auch kugelförmige Absonderungen vorkommen, wurde schon früher hervorgehoben (S. 99). In diesen Granitkugeln sind meistens die zusammensetzenden Mineralien auf eine eigenthümliche Art gruppirt. Nach Jokély besitzen manche Kugeln aus den böhmischen Graniten Kerne, in denen der Glimmer unverhältnissmässig angehäuft ist (Jahrb. d. geol. R.anst. 1855. 375), und ganz dieselben glimmerreichen Kerne finden sich in den von Goldfuss und Bischof beschriebenen Granitkugeln von der Seissener Mühle bei Arzdorf im Fichtelgebirge. Die schönen 2 Zoll bis 1½ Fuss im Durchmesser haltenden Kugeln aus den Granitfelsen des Kynast bei Warmbrunn in Schlesien sind dagegen nach Leopold von Buch (geogn. Beobacht. auf Reisen I. 16) im Centrum ärmer an Glimmer als nach der Aussenseite zu. An einer andern Stelle des Riesengebirges, bei Schwarzbach, beobachtete G. Rose (Poggend. Ann. LVI. 1842. 624) einen aus dichtgedrängten Granitkugeln bestehenden Gang; die Kugeln messen bis zu 6 Zoll im Durchmesser, ihr Centrum bildet ein Orthoklaszwilling oder eine Gruppe von Zwillingskrystallen, um welches sich eine dünne Zone von Albit (Oligoklas) und Glimmer legt; diese wird wiederum von einer grobkörnigen Schaale von Orthoklas und Quarz umhüllt, welche gegen den Rand zu gleichfalls mit Glimmerschüppchen durchwachsen ist. Auch die bisweilen einen Durchmesser von 2 Meter erreichenden Pegmatitkugeln von La Vilate, Chanteloube u. a. O. im Dép. der obern Vienne, welche Alluaud beschreibt, besitzen als Kern einen Orthoklaskrystall, der von einer feinkörnigen Feldspathmasse umgeben ist, in welcher sich concentrische Lagen von grauen Quarzkörnern vertheilt finden (Bull. de la soc. géol. (2) VII. 1850. 230). Andere ausgezeichnete Kugelgranitvorkommnisse erwähnen Collomb

vom Ballon von Guebwiller, Haut-Rhin (Bull. de la soc. géol. (2) VII. 1850. 297), Dufrénoy von Argentat im Dép. der Corrèze, Landerer von Wollax auf der Insel Tinos (N. Jahrb. f. Min. 1850. 313), Weaver von Knackaderry in Irland, von Eschwege aus der Umgebung von Oporto in Portugal, von denen einige einen Durchmesser von 50 Fuss erreichen. Sehr merkwürdig sind die Vorkommnisse, welche v. Charpentier von Lekhurrun in der Gemeinde Mendionde zwischen Bayonne und St. Jean-de-Pied-de-Port beschreibt: Kugeln, 6—20 Zoll dick, werden gebildet von Quarz und Feldspath, welche in liniendicken Lagen abwechseln, die aber nicht concentrisch gekrümmt, sondern vollkommen eben sind; die Lage dieser Ebenen ist selbst bei benachbarten Kugeln verschieden und die Zwischenräume zwischen den Kugeln werden von Glimmer ausgefüllt (Essai sur la const. géogn. des Pyrénées 132).

Als eine die bankförmige und sphäroidische Absonderung vereinigende Erscheinung muss erwähnt werden, dass manche Granitmassen sich als ein System von concentrischen, flachgewölbten kuppelförmigen Bänken darstellen, so z. B. nach Hitchcock bei Worcester in Massachusetts; auch die bekannte Greisenmasse von Zinnwald im Erzgebirge gibt ein Beispiel dieser Ausbildungsweise; dort liegen acht deutlich abgesonderte, aus Quarz und Glimmer bestehende sog. Flötze, welche in der Mitte flach sind, an den Rändern abfallen, concentrisch übereinander. H. Müller berichtet, dass die bankförmigen Absonderungen an den Graniten der Greifensteine im Walde bei Ehrenfriedersdorf eine concentrische, der ursprünglichen Oberfläche höchst wahrscheinlich conforme Anordnung erkennen lassen: an den westlichen Felsen fallen sie gegen W., an den östlichen gegen O., in der Mitte liegen sie horizontal (Stelzner, die Granite von Geyer und Ehrenfriedersdorf 1865. 17).

Die chemische Zersetzung der Granite besteht in einer Umwandlung seiner feldspathigen Bestandtheile zu Kaolin oder Thon. Ueber den Gang dieses Processes vgl. die Beschreibung des Kaolin in dem Anhang zu den klastischen Gesteinen. Die Granite werden in Folge dieser Zersetzung zu einer weisslichen Thonmasse, gemengt mit den unzersetzt gebliebenen Mineralbestandtheilen. Wir beschränken uns hier darauf, nur einige Localitäten namhaft zu machen, an denen die Kaolinisation der Granite in besonders grossem Maassstabe vor sich gegangen ist und ohne Zweifel noch geht. Es

ist eigenthümlich, dass nicht alle, sondern nur gewisse Granite zu dieser Zersetzung hinzuneigen scheinen. Eine bedeutende Gewinnung von Kaolin (china clay und -stone) findet bei Carclaze und St. Stephens in der Umgegend von St. Austell in Cornwall statt, wo an dem von zinnführenden Turmalinfelsträmchen stockwerksartig durchsetzten Granit alle Zersetzungsstadien von dem frischen Gestein zu dem möglichst umgewandelten zu beobachten sind. Auch bei Cornwood in Devonshire ist eine Kaolingewinnung im Gange. Die stärkste Kaolinförderung Frankreichs ist diejenige bei St. Yrieix, südlich von Limoges, wo es Gänge und Stöcke eines fast glimmerfreien Pegmatit sind, aus dessen Zersetzung der Kaolin hervorgeht; sie setzen in einem Dioritschiefer auf, der dem Gneiss eingelagert ist (É. de Beaumont u. Dufr., Expl. de la carte géol. d. l. Fr. I. 122; Al. Brongniart, Mus. d'hist. nat. 1839. I. 235). In Deutschland gewinnt man Kaolin aus den zersetzten Graniten in der Umgegend von Carlsbad, vom Lumbach bei Aue in Sachsen, wo man, wie Naumann anführt, die zum Theil fussgrossen Feldspathmassen durch alle Stadien der Umwandlung, vom noch spaltbaren Individuum bis zur feinsten erdigen Kaolinmasse zu verfolgen vermag. Nach Callery erscheinen die Granitberge der Umgegend von Macao wie mit Schnee bedeckt durch aufgehäufte weisse Kaolinmassen (Bull. d. l. soc. géol. 1836. 234).

Indem die Verwitterung den Kluftflächen nachgeht und von hier aus das angrenzende Gestein angreift, wird ein Theil desselben zu einem lockern sandigen Grus umgewandelt, während festere Gesteinskörper zurückbleiben; haben die Klüfte einen unregelmässigen Verlauf, so werden durch diese Processe ungestaltete Blöcke gebildet, war die Absonderungsform des Gesteins eine bankförmige, so kommen matratzen- oder wollsackähnliche Gesteinsblöcke zum Vorschein, pfeilerförmige Absonderungsgestalten werden zu mehr oder weniger regelmässigen Säulen abgerundet oder in Kugeln aufgelöst. Die platten, matratzenähnlichen Granitblöcke sind z. B. ausserordentlich schön an den Greifensteinen zwischen Ehrenfriedersdorf und Geyer in Sachsen, an der Louisenburg bei Wunsiedel im Fichtelgebirge, an vielen Orten im Harz und in Cornwall zu beobachten. Die meisten Granitgipfel sind mit wild umher liegenden, oft colossal grossen, mehr oder weniger abgerundeten Granitblöcken bedeckt; diese phantastisch übereinandergestürzten gewaltigen Felstrümmer bilden die sog. Felsenmeere, Felsenlabyrinthe (oder Teufels-

mühlen). Viele Forscher haben sie nicht als Producte der Verwitterung anerkannt, man hat bei ihnen an erratische Blöcke gedacht, an vulkanische Explosionen und Erdbeben, durch welche die obere Bergkuppe zersprengt worden sei (auch v. Cotta brachte das grossartige Felsenmeer auf der Louisenburg, dessen Blöcke allerdings auffallend kantig und eckig sind, mit Erdbeben in Verbindung, N. Jahrb. f. Min. 1843. 174). Leop. v. Buch schrieb den Ursprung der Blöcke der bei der Erstarrung der Granitkuppe erfolgenden Zerberstung zu (Poggend. Ann. LVIII. 289).

Der auf diese Weise entstandene Granitgrus, der oft scharfe und wenig zersetzte Mineralkörner enthält, ist manchmal durch irgend ein Bindemittel wieder verkittet und bildet den sog. regenerirten Granit.

Delesse hat schätzenswerthe Betrachtungen über die Umwandlung des Granit angestellt, welche er in zwei verschiedene Processe sondert, in den der Desaggregation zu Grus und der Decomposition zu Kaolin. Die Mineralien in dem Granitgrus haben mehr eine physikalische als chemische Umwandlung erlitten. Ein leicht gebräunter, sogar zwischen den Fingern zerreiblicher Orthoklas aus dem Granitgrus des Ogronne-Thals bei Plombières, welchen er analysirte, war in chemischer Hinsicht kaum merklich umgewandelt. Der Glühverlust des Glimmers im Grus ist beträchtlich grösser geworden; diesen abgerechnet ist aber die Zusammensetzung nahezu dieselbe, wie die des gewöhnlichen Glimmers im Granit. Die eigentlichen chemischen Zersetzungsprocesse bezeichnen die zweite Phase. Für den Desaggregationsprocess scheint ihm in Uebereinstimmung mit Fournet eine Moleculartthätigkeit die hauptsächlichste Ursache abzugeben, während er die Zersetzungsprocesse zu Kaolin vorzugsweise der Wirkung infiltrirender Gewässer zuschreibt, wobei auch die mineralogische Zusammensetzung der Granite, z. B. der Reichthum derselben an leicht zersetzbarem triklinem Natronfeldspath in Betracht komme (Bull. de la soc. géol. (2) X. 1853. 256).

In den verschiedensten Granitvorkommnissen der Erde hat man Einschlüsse fremdartiger Gesteine gefunden, ja man kann sagen, dass die Zahl derjenigen Granitmassen eine geringe sei, in welchen solche Bruchstücke noch nicht bemerkt worden sind.

Die Form der eingeschlossenen Bruchstücke ist meistens eine unregelmässig polyedrische; gehören sie schieferigen Gesteinen an,

so besitzen sie vorwiegend eine platte, schollenförmige Gestalt. Während die grössern Bruchstücke fast stets mehr oder weniger scharfkantig und scharfeckig sind, hat man doch auch hier und da abgerundete Bruchstücke, Geschiebe und Gerölle im Granit wahrgenommen (v. Cotta beobachtete Gneiss- und Glimmerschiefergeschiebe im Granit von Langebrück unweit Dresden, N. Jahrb. f. Min. 1848. 130; Rozet Gneissgeschiebe bei Tholy in den Vogesen, Bull. de la soc. géol. III. 131).

Die Dimensionen solcher eingeschlossenen Fragmente sind sehr wechselnd; man findet zollgrosse Brocken und Splitter, Blöcke von mehrern Cubikfuss Inhalt, Massen endlich von vielen tausend Fuss an Länge und Breite. An den Greifensteinen, welche im Walde zwischen Ehrenfriedersdorf und Geyer aufragen, liegen im Granit ellen- und klaftergrosse Bruchstücke von Thon- und Glimmerschiefer und die Granitplatten werden unterhalb dieser Schieferblöcke dünner, wie wenn ein schwerer Stein auf übereinandergelegten Decken lastet; dabei sind solche Bruchstücke hin und wieder von Granitadern durchzogen, die entweder von einem Rande zum andern quer durchsetzen oder sich im Schiefer auskeilen; der Granit im Gemeinde-Steinbruch zu Mittweida (hinter dem Gasthaus zur Stadt Chemnitz) umschliesst lachtergrosse Bruchstücke von Cordieritgneiss. Russegger sah im Granit des Sinai bis zu 60 Fuss mächtige Chloritschiefereinlagerungen. In der Granitpartie zwischen Carlsbad und Eibenstock ist am hintern Fastenberg dem Granit eine Schiefermasse von 3000 Fuss Durchmesser eingesenkt.

Die kleinern Fragmente erscheinen stets allseitig vom Granit umschlossen, die colossalen jedoch finden sich bisweilen dem Granit nur oberflächlich aufgesetzt oder theilweise eingebettet, gleichsam auf ihm schwimmende Inseln darstellend, so z. B. neben vielen andern die eben erwähnte Schiefermasse zwischen Carlsbad und Eibenstock. Die Spalten der grössern vom Granit theilweise umhüllten Bruchstücke hat manchmal die Granitmasse gangartig ausgefüllt. In der Whitesandbay am Cap Landsend trägt nach Forbes der Granit eine abgerissene Schiefermasse, welche nach allen Richtungen von Granitgängen durchschwärmt wird. Auf dem Gipfel des Granitbergs Lugnaquilla zwischen Dublin und Waterford liegt, wie Weaver berichtet, eine mächtige Glimmerschieferscholle, in welche sich von unten hinein Granitadern verzweigen. Auch kleinere Bruch-

stücke sind nicht selten am Rande zerspalten und diese Fugen mit Granitmasse ausgefüllt, eine Erscheinung, deren schon oben mit einem Beispiel gedacht wurde. In der Regel liegen die Bruchstücke ohne Ordnung durcheinander, nur einigemal hat man bei dünnen und platten Schollen einen Parallelismus in der gegenseitigen Lage bemerkt.

Manchmal sind die eingeschlossenen Bruchstücke nur sehr vereinzelt im Granit gefunden worden, manchmal in solcher Menge, dass das Gestein geradezu als eine Breccie von Bruchstücken erscheint, welche durch krystallinische Granitmasse verkittet sind. Naumann beschreibt schwärzliche scharfkantige Gneissfragmente, welche in ausserordentlicher Anzahl und regelloser Lage von dem hellfarbigen Granit des Einankfelsens zwischen Homme und Hommelund in Norwegen umschlossen werden (Gilberts Annal. d. Phys. LXXI. 79). Nach Hoffmann ragen bei Reizenstein und Oberklingensporn im Fichtelgebirge Granitmassen aus dem Thonschiefer hervor, welche an ihrer Grenze gegen den Schiefer so viele dichtgedrängte Bruchstücke des letztern umschliessen, dass eine förmliche Reibungsbreccie erscheint. Reuss fand ganz ähnliche Verhältnisse bei Reichenburg und Skutsch im Chrudimer Kreis in Böhmen (Kurze Uebers. d. geogn. Verh. Böhmens. 1854. 33). Die fremdartigen Bruchstücke kommen überhaupt, wie sich dies auch aus der Natur der Sache ergibt, am häufigsten in der Nähe des Nebengesteins vor, während man im Innern der grössern Granitablagerungen meistens vergebens nach ihnen sucht. Bei Petschau in Böhmen, am Fuss der Burg, ist eine schöne Contactfläche zwischen Schiefer und Granit entblösst, deren Grenze scharf wie mit einem Messer abgeschnitten ist; der Granit umschliesst zahlreiche unveränderte scharfbegrenzte Schieferbruchstücke. Gneiss, Glimmerschiefer und Thonschiefer sind die hauptsächlichsten Silicatgesteine, von denen solche Bruchstücke im Granit auftreten. Bisweilen haben diese umhüllten Fragmente eine Aenderung in ihrer Gesteinsbeschaffenheit erlitten und das Resultat dieser Contactmetamorphose besteht z. B. darin, dass der Thonschiefer glimmerschieferartig, der Glimmerschiefer gneissartig geworden ist. Während man in sehr vielen Fällen die Abstammung der Fragmente nachzuweisen vermag, ist dieses in andern schwierig, wenn die Metamorphose den ursprünglichen Gesteinshabitus verwischt hat.

Doch scheint auch mitunter die Gegenwart der Einschlüsse auf die Krystallisation des Granit einen Einfluss ausgeübt zu haben, indem dieser in der Berührung mit denselben eine abweichende petrographische Ausbildung offenbart. Meistens ist in diesem Falle der Granit, welcher die Einschlüsse zunächst umgibt, auffallend grobkörniger, als die Hauptmasse des Gesteins (in welche diese Varietät unmerklich übergeht), wie dies z. B. von dem Granit der Greifensteine berichtet wird, welcher Glimmerschieferbruchstücke einschliesst (Mohs in v. Molls Annalen d. B. u. H. III. 347). Stelzner, welcher diese Erscheinungen ausführlich beschreibt, bemerkt, dass die Contactwirkungen jederzeit proportional der Grösse der umschlossenen Fragmente sind, dass sie sich aber bei den grössern Fragmenten nicht rundum, sondern nur an einer Seite derselben zeigen (Die Granite von Geyer und Ehrenfriedersdorf 1865. 25). Ein anderes interessantes Beispiel dieser Art beobachtet Naumann an dem kleinkörnigen Granit beim Hofe Hornberg im norwegischen Justethal, wo sich um die eingeschlossenen Gneissbruchstücke ein grosskörniges Gemenge aus weissem Feldspath und graulichweissem Quarz ausgebildet hat. Wichtig ist noch, dass, wenngleich die eingeschlossenen Bruchstücke meistens gegen den umhüllenden Granit scharf begrenzt sind, dieselben doch auch sehr häufig mit demselben so innig verflösst erscheinen, dass ihre Umrisse nicht bestimmt hervortreten und ihre Masse auf der Bruchfläche nur als ein Fleck sich darbietet.

Kalksteineinschlüsse im Granit hat man ebenfalls an manchen Orten, z. B. in den Pyrenäen auf dem Wege von Gèdre nach Gavarnie gefunden. Der Kalkstein hat meist eine krystallinisch-körnige Beschaffenheit angenommen. Geht man von den spanischen Pyrenäenbädern von Panticosa abwärts nach El Puyo, so gewahrt man im Granit zahlreiche Bruchstücke eines blauschwarzen Kalksteins, identisch mit dem in einiger Entfernung anstehenden. Die Kalksteinfragmente besitzen im Innern die gewöhnliche kryptokrystallinische Textur, welche nach aussen zu sich in eine deutlich krystallinisch-körnige verwandelt; der durch eine haarscharfe Grenze vom Granit getrennte äussere Saum dieser Bruchstücke ist in der Dicke eines Zolles schneeweisser Marmor.

Mit grösster Schärfe muss man von den eingeschlossenen Bruchstücken, namentlich des Glimmerschiefers, die Concretionen

innerhalb der Granitmasse unterscheiden, welche bisweilen eine täuschende Aehnlichkeit mit ihnen besitzen und sehr häufig darin bestehen, dass stellenweise der Granit eine feinkörnige Beschaffenheit annimmt und ausserordentlich zahlreiche schwarze Glimmerblättchen enthält; derlei mitunter sehr scharf gegen die umgebende Granitmasse abgegrenzte Concretionen finden sich z. B. höchst ausgezeichnet vielorts in den Pyrenäen, u. a. zwischen Oust und Erce im Garbet-Thal, am Séculéjo-See nördlich vom Port d'Oo, im Thal der Gave de Marcadau oberhalb Cauterets.

Da wo der Granit eine über grössere Landstriche verbreitete und nach allen Richtungen hin zusammenhängende Gebirgsmasse bildet, erscheint derselbe in sog. deckenartiger Lagerung, als ein massiges Gebirgsglied. Ein sehr grosses Areal nimmt die Granitdecke ein, welche im südlichen Russland eine Ausdehnung von beinahe 4000 geogr. Quadratmeilen besitzt (Karstens u. v. Dechens Archiv XV. 1840. 70). Der nördlichste Punkt dieses grossen Granitellipsoids ist nach v. Buch die Gegend von Owrucz in Volhynien; östlich zieht die Grenze an Kiew vorüber, über Jekaterinoslaw bis in die Gegend von Taganrog im Südosten; im Südwesten läuft sie über Wosnesensk, Sawrau, Proskusow bis in die Gegend von Brody im Nordwesten. Nach Naumann ist auch die in Sachsen zwischen Görlitz, Camenz, Grossenhain, Leuben, Dohna und Georgenthal (in Böhmen) über einen Raum von über 50 Quadratmeilen ausgedehnte Granitablagerung eine deckenartige Ausbreitung (Geognosie II. 223), ebenfalls in Spanien zwischen dem Tajo und Guadiana und in Vorderindien zwischen den Flüssen Godavery und Kistnah dehnen sich solche grosse Granitplateaus aus.

Auf evidenteste Weise wurde an manchen Punkten nachgewiesen, dass bei dieser deckenartigen Lagerung der Granit sich wirklich in fast horizontaler oder nur wenig geneigter Lage über ein anderes darunterliegendes Gestein ausbreitet. Berühmt ist in dieser Beziehung die Beobachtung, welche A. v. Humboldt und G. Rose an den Ufern des Irtysch zwischen Buchtarminsk und Ustkamenogorsk in Sibirien anstellten, wo sich über steilgeneigte dunkelgefärbte Uebergangsthonschiefer, scharf mit ihnen contrastirend eine mächtige, in fast horizontale Bänke abgesonderte Granitablagerung ausdehnt, welche mit Granitgängen zusammenhängend auf ungefähr $\frac{3}{4}$ Meile zu verfolgen ist und allen Undulationen der Schiefer-

oberfläche getreu folgt (G. Rose, Reise nach d. Ural I. 610). Eine ähnliche, äusserst deutliche Auflagerung des Granit auf steil aufgerichteten Thonschieferschichten beschrieb Marhallac von dem Inselchen Milhau im Dép. Côtes du Nord, wo gleichfalls abwärts in den Schiefer Granitadern niedersteigen (Bull. de la soc. géol. IV. 201). De Limur beobachtete bei Huelgoet (Dép. Finistère) ähnliche Verhältnisse (Bull. de la soc. géol. (2) XIII. 1857. 580). Im Harz kann man am Granit des Ziegenrückens deutlich wahrnehmen, wie dieser über dem dortigen Schiefer liegt, auch im Erzgebirge, östlich von Graslitz an der westlichen Grenze der Carlsbad-Eibenstocker Granitpartie ist eine entschiedene Auflagerung des Granit auf dem Glimmerschiefer ersichtlich. Im Müglitzthal zwischen Dresden und Pirna liegt der Granit auf den steil emporgerichteten, oft keilförmig aufragenden Köpfen der Schieferschichten.

Die kleinern granitischen Massen mit einem Durchmesser von nur wenigen Meilen dürften sich am richtigsten mit Naumann für Granitstöcke erklären lassen. Auch gibt der Name Graniteinseln, welchen dieser Forscher für solche Massen vorschlägt, das Vorkommen derselben vortrefflich wieder, da sie in der That inselartig aus den umgebenden fremdartigen Gesteinsmassen hervortreten. Diese Granitstöcke, deren Umgrenzung in der Ebene meist eine ellipsoidische ist, bilden wohl die häufigste Form, in welcher der Granit aufzutreten pflegt.

Die Lagerungsform solcher Granitstöcke bietet in sehr vielen Fällen die Erscheinung dar, dass die Schichten des Nebengesteins durch die Nachbarschaft des Granit in ihrer Stellung nicht im mindesten gestört sind, sondern dasselbe Streichen und Fallen auf allen Seiten des Granitstocks beibehalten. Diese unveränderte Richtung der Schichten, welche bei Einigen ungegründet scheinende Zweifel an der Eruptivität der Granite erweckte, ist z. B. im Harz an der Umgebung des Brockens und des Ramberges, in Sachsen an der Kirchberger und Lauterbacher Granitpartie zu beobachten. Hier und da hat man allerdings auch ein entgegengesetztes Verhalten wahrgenommen; so erwähnt Naumann, dass der Granit von Wiesenbad in Sachsen von den angrenzenden Schichten mantelförmig oder kuppelartig umlagert sei. Die unterirdische Begrenzung der Granitstöcke ist eine mehr oder weniger steile, die seitlichen

Flächen fallen bisweilen stufenartig in die Tiefe ab, manchmal auch haben sie einen vollkommen geradlinigen Verlauf.

Meistens finden sich die Granitstöcke nicht vereinzelt, sondern zu mehrern zusammen vereinigt und alsdann lässt sich gewöhnlich eine reihenförmige Anordnung derselben deutlich erkennen. Durch Cornwall zieht sich der Länge nach in der Richtung von W.S.W. nach O.N.O. eine Reihe von solchen Granitstöcken; die äussersten Endglieder dieser ausgedehnten Kette sind im Süden die granitischen Scilly-Inseln, im Norden die grosse Granitmasse des Dartmoor-Forest. Dazwischen liegen vier grosse Granitstöcke (die Districte von Landsend, von Carn-Menelez, von St. Austell und von Brown-Willy) und zahlreiche kleinere, welche wie Trabanten die grössern Massen umgeben und als verbindende Glieder zwischen ihnen auftreten, so der Granit vom St. Michels-Mount, von Tregonning und Godolphin-Hills, zwischen der ersten und zweiten Hauptmasse; die Granite von Carnbrae und Carnmarth bei Redruth, das kleine Granitvorgebirge von Cligga-head bei Perranzabuloe; die Kuppen von Belovely-Beacon und Castle an Dinas zwischen St. Columb-Major und dem Granit von St. Austell, die von Kit-Hill und Hingston-Down an der Strasse von Callington nach Tavistock zwischen dem Granit von Brown-Willy und Dartmoor-Forest in Devonshire. Die Verbindungslinie dieser Granitinseln ist der Längenerstreckung der cornischen Halbinsel parallel. Aehnlich ist die Vertheilung der colossalen Granitstöcke der Pyrenäen der Hauptrichtung dieses Wallgebirges parallel. Bei Schwarzenberg im Erzgebirge treten fünf Granitinseln im Glimmerschiefer auf, die Granitpartie von Aue, die von Lauter, die von Neue Welt, die von Schwarzenberg und die von Erlhammer, deren längste Durchmesser sämmtlich in die Richtung ihrer Verbindungslinie fallen, und welche von zwei seitlichen, ebenfalls parallel langgestreckten begleitet werden. Neben der Centralgranitmasse des Fichtelgebirges liegen drei Granitinseln, die von Korndorf, die des Waldsteins und die des grossen Kornbergs in einer Richtung.

Manche kleine Granitstöcke sind unterirdische, deren Dasein erst durch andere Umstände, z. B. die Thalerosion oder die Abwaschung an den Meeresküsten oder den Bergbau nachgewiesen wurde. In Sachsen hat man am Lumbach bei Aue eine solche unterirdische Granitkuppe durch den Bergbau angefahren und ohne Zweifel wa-

ren manche der jetzt an der Oberfläche emporragenden Granitstöcke ursprünglich auch unterirdische, die erst später durch Abwaschung der bedeckenden Gebirgsglieder entblösst worden sind.

Eine bei fast allen einigermassen ausgedehnten Granitstöcken vorkommende Erscheinung sind gangartige Ausläufer, Apophysen und Ramificationen, welche sich von der Hauptgranitmasse abzweigend, in das Nebengestein hineinerstrecken. Dieselben treten, Wurzeln, welche ein Baum in die Erde treibt vergleichbar, oft in solcher Häufigkeit auf, dass das Nebengestein von einem wahren Netzwerk granitischer Adern durchflochten ist. Die classische westlichste Granitregion Cornwalls bietet auch hierfür vortreffliche Beispiele dar, über welche v. Oeynhausen und v. Dechen 1828 so werthvolle und ausführliche Mittheilungen machten (Karstens Archiv für Bergbau und Hüttenwesen XVII. 1). An der Whitesandbay zwischen Cap Cornwall und Cap Landsend, an den Zennor-Klippen, bei Mousehole und Rosemodris, vor allem deutlich aber an der Polmear-Klippe ist der Schiefer von unzähligen sich verästelnden Granitgängen durchzogen, die von dem Hauptgranit auslaufen. Ausgezeichnet sind diese Granitramificationen an dem in der unmittelbaren Nähe von Penzance gelegenen, rings vom Meere umspülten St. Michels-Mount durch die Erosion entblösst, welcher zur Hälfte aus Granit, zur Hälfte aus Schiefer besteht. Aehnliche Netzwerke sind bei den schottischen Graniten ebenfalls häufig: Macculloch beschrieb sehr bizarr gestaltete Granitapophysen im Kalkstein von Glentilt und im Thonschiefer vom Loch Etive, Hutton solche vom Goatfield auf der Insel Arran, wo ein Granitstock eine Unzahl von kleinen Gängen aussendet, die im wirrsten Durcheinander sich kreuzen und schleppen.

Diese granitischen Ausläufer besitzen — die keilförmigen abgerechnet — meist nur eine geringe Mächtigkeit. Nach Naumann sind die Ramificationen, welche bei Gjellebäck und Tufte zwischen Christiania und Drammen der Granit in den Kalkstein hineintreibt, so fein und schmal, dass man Handstücke von Kalkstein schlagen kann, welcher von mehrern Granitadern durchschwärmt wird (Beiträge z. Kenntn. Norw. I. 31). Berühmt durch ihre geringe Mächtigkeit sind auch die Granitadern im Rehberger Graben auf der Südseite des Brockens im Harz, welche Fr. Hoffmann zuerst beschrieb (Uebers. d. orogr. u. geogn. Verh. d. NW. Deutschl. 398).

Die Granitadern, welche nach Hitchcock wie geschlängelte Bänder durch den Kalkstein von Massachusetts laufen, sind ebenfalls nur 1—2 Zoll stark, desgleichen diejenigen, welche G. Rose bei Buchtarminsk am Irtysch in dem Thonschiefer sah (Reise nach dem Ural I. 586). Alle diese Granitramificationen verdünnen sich meistens nach ihrem Ende zu und keilen sich dann aus, wobei manchmal das eigenthümliche Verhältniss obwaltet, dass die petrographische Beschaffenheit solcher schmalen Granittrümer sich nach ihrem Auskeilen zu allmählich verändert. Gewöhnlicher Granit wird nach und nach durch Verschwinden des Glimmers zu einem Gemenge von Feldspath und Quarz, weiterhin verliert sich auch der Feldspath, und zuletzt besteht am Ende seines Verlaufs das Trum nur aus Quarz. Diese Erscheinung, dass die Granitadern sehr glimmerarm sind und vor dem Auskeilen oft zu blossen Quarzschnüren werden, beschreibt z. B. Necker de Saussure von den Felswänden des Tor-nid-neon südlich vom Loch Ranza zwischen den Thälern Glen Ranza und Glen Isnabirach der Insel Arran (Voyage en Ecosse II. 49), Boué an denen von Garviemore im Thale von Drummond in Schottland (Essai géol. sur l'Ecosse 61). In höchst ausgezeichneter Weise ist dies an den mächtigen Granitblöcken zu beobachten, welche oberhalb Ste. Marie in dem Campanerthal der Pyrenäen liegen und von den Hochgebirgen zwischen dem Pic Néouvielle und Pic d'Arbizon stammen; sie werden von nur fingerdicken Adern durchsetzt, welche blos aus vorwiegendem Quarz und Feldspath bestehen.

Während die mächtigern Granitapophysen durchschnittlich dieselbe Gesteinstextur besitzen wie die Granitmassen, von denen sie ausgehen, zeigen die weniger mächtigen meistens eine feinkörnigere Zusammensetzung, als die Granitstöcke, die oben erwähnte Veränderung in der Zusammensetzung mag eintreten oder nicht. Diese Verfeinerung des Korns bewirkt bisweilen, dass die Enden der Granitapophysen eine felsitische, scheinbar dichte Gesteinsmasse darstellen, wie dies Macculloch von den Granitadern von Glentilt und des Corpach-Bassins am Caledonischen Canal berichtet. Auch in Cornwall erweisen sich die Granitapophysen meistentheils feinkörniger, als der Stockgranit. In manchen Fällen beschränkt sich die grössere Feinkörnigkeit nur auf die Saalbänder der Granitadern, während ihre Mitte die gewöhnliche Gesteinsbeschaffenheit behält. Eigenthümlich ist die Structur eines Granitgangs am Cap Cornwall,

welchen v. Dechen und v. Oeynhausen beschreiben: auf beiden Saalbändern senkrecht gegen die Mitte stehen lange Turmalinnadeln in den krystallinischen Quarz und Feldspath hinein; die Mitte des Ganges ist mit kleinkörnigem Granit ausgefüllt, der kleine Turmalinnadeln enthält, Schieferbrocken liegen in dem Gange mit grossblätterigem Feldspath umgeben.

Diese Erscheinung der zunehmenden Feinkörnigkeit, betreffe sie blos die Saalbänder oder die ganze Granitapophyse ist ohne Zweifel auf dieselbe Ursache zurückzuführen, welche auch oft die grössern Granitstöcke an ihren äussern Grenzen gegen das Nebengestein eine feinkörnigere Beschaffenheit annehmen lässt; die modificirte Erstarrung scheint der Grund dieser abweichenden petrographischen Ausbildung zu sein (vgl. S. 439), wobei es übrigens eigenthümlich ist, dass die eingeschlossenen Bruchstücke gerade meist von grobkörnigerm Granit umsäumt werden. Es zweigen sich daneben von den Granitstöcken auch Apophysen ab, welche die Gesteinsbeschaffenheit derselben vollständig bewahren.

Breitet sich ein anderes Gebirgsglied über den Granit aus, so ist der Verlauf der von letzterm ausgehenden Apophysen meist steil nach aufwärts gerichtet und sie keilen sich nach oben aus. Höchst ausgezeichnet sind die zuerst von v. Dechen und v. Oeynhausen beschriebenen 2—6 Zoll mächtigen aufsteigenden und oben sich zuspitzenden Granitadern an einer Schieferwand bei Carnsilver-Cove unfern Rosemodris in Cornwall; Naumann gedenkt einer ähnlichen — indess schwieriger aufzusuchenden — Erscheinung aus dem Waldrevier Seilthüren bei Auerhammer unweit Schwarzenberg in Sachsen. In die Gesteinsmassen, welche die Granitstöcke seitlich begrenzen, ragen die Apophysen derselben mehr oder wenig horizontal hinein. Meistens setzen die Apophysen, sie mögen einen horizontalen oder verticalen Verlauf nehmen, durch die Schichtung des Nebengesteins durch, wobei gleichwohl nicht ausgeschlossen ist, dass sie nicht auch stellenweise als Lagergänge der Schichtung parallel laufen.

Neben der deckenartigen und stockartigen Lagerungsform tritt der Granit sehr häufig in der Form von selbständigen Gängen auf, in deren Mächtigkeit eine ebenso grosse Verschiedenheit wie in ihrer Längsausdehnung obwaltet. Der drei Meilen lange Zug eines feinkörnigen Granit, welcher sich durch die Mitte der grossen

sächsischen Granulitellipse aus der Gegend von Rossau bis über Burgstädt erstreckt, ist mit Naumann wohl für einen mächtigen Gang zu halten, ebenso wie der eine Meile lange Syenit-Granitzug, welcher westlich von der Elbe aus dem Lockwitzthal bis in das Müglitzthal oberhalb Wesenstein verfolgt werden kann (Geogn. Beschr. d. Kgr. Sachsen v. Naum. u. Cotta V. 88). Die kleinern Granitgänge, welche im Gebiet der krystallinischen Schiefer und der Uebergangsformation aufsetzen, sind eine so häufige und vielverbreitete Erscheinung, dass kaum Beispiele davon aufgeführt zu werden brauchen; sie zeigen mitunter seltsame Windungen und Biegungen, hier als wirklicher Gang die Schichten durchschneidend, dort wieder als Lagergang denselben parallel laufend. Dagegen beobachtet man nicht selten, dass zahlreiche, nebeneinander aufsetzende Granitgänge einen parallelen Verlauf zeigen. Wie von den Granitstöcken, verzweigen sich auch manchmal von den Granitgängen aus Apophysen in das Nebengestein, wodurch, zumal wenn mehrere Granitgänge mit einander vergesellschaftet sind, ein wahres Netzwerk von granitischen Adern hervorgebracht wird. In den Syeniten sind Granitgänge eine sehr verbreitete Erscheinung, z. B. in der Gegend von Meissen und Moritzburg in Sachsen.

Nicht nur in fremdartigem Nebengestein, sondern auch im Granit selbst setzen Granitgänge auf, wie man dies bereits in sehr vielen Granitgebieten erkannt hat. Ausgezeichnete Beispiele dieser Art finden sich z. B. in Cornwall, den Pyrenäen, im Riesengebirge, im Schwarzwald, bei Heidelberg. Hinter Petschau, an der Strasse nach Carlsbad, bevor der Bergpfad nach Rabensgrün abgeht, durchsetzen viele schmale, scharf abgegrenzte Gänge eines Granit mit fleischrothem Orthoklas einen solchen mit schneeweissem Orthoklas. Sehr schöne Gänge von feinkörnigem Granit in grobkörnigem erwähnen v. Dechen und v. Oeynhausen von der Küste am Tol-pedn-Penwith und Cap Barrak in Cornwall. Bisweilen setzen selbst mehrere Gänge in einer Granitmasse auf, welche zum gegenseitigen Durchschnitt gelangen und so ihr verschiedenes Alter bekunden. So wird z. B. der Granit von Carlsbad nach v. Warnsdorff, der von Heidelberg nach G. Leonhard (vgl. S. 139), der zwischen Falkenau und Altsattel in Böhmen nach v. Cotta (N. Jahrb. f. Min. 1840. 326) von zweierlei verschiedenalterigen Granitgängen durchschnitten. In Carlsbad durchsetzt feinkörniger Ganggranit den porphyr-

artigen Gebirgsgranit, grosskörniger Ganggranit durchsetzt alsdann beide. Nach Scheerers Analyse (Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1864. XXIII. 414) besitzen am Dreikreuzberg der feinkörnige und der durchsetzte grobkörnige Granit auffallend übereinstimmende chemische Zusammensetzung. Bei Carn-Silver in der Gegend von Rosemodris ist der interessante Fall zu beobachten, dass ein feinkörniger Granitgang sowohl den grobkörnigen Granit, als den Schiefer durchsetzt (Carne in Trans. of geol. soc. of Cornw. II. 70).

Häufig sind die Granitgänge in der Weise petrographisch ausgebildet, dass das Gestein in der Mitte grobkörnig, an den Saalbändern feinkörnig oder felsitisch ist. Die im Gebirgsgranit aufsetzenden Granitgänge unterscheiden sich von diesem meistens durch ihre petrographische Beschaffenheit, indem sie durchschnittlich feinkörniger-krystallinisch sind. Derart ist z. B. das Verhältniss im Riesengebirge, vielorts in Cornwall, an der Schalleithe bei Altenstein im Thüringer Walde, in den sächsischen Granitpartieen u. s. w. Indessen stellt sich doch auch, aber bei weitem seltener, der umgekehrte Fall ein, dass die im Granit aufsetzenden Granitgänge grobkörniger sind; ausgezeichnete Gänge eines porphyrartigen Granit im feinkörnigen sieht man bei Montallot zwischen Treguier und Guingamp in der Bretagne. Mitunter zeichnen sich diese grobkörnigen Granitgänge im Granit durch das Auftreten von accessorischen Mineralien, (Turmalin, Lithionglimmer, Albit u. s. w.) aus.

Merkwürdig und in genetischer Hinsicht nicht eben leicht zu erklären sind jene eigenthümlichen, an zahllosen Punkten der Pyrenäen zu beobachtenden Granitgänge im Granit, welche aus vollkommen demselben Material bestehen, wie das Nebengestein, und welche nur dadurch sichtbar werden, dass sie weniger leicht als dieses verwittern; fast nie vereinzelt, sind sie meist in grosser Anzahl zusammen vereinigt, hier parallele Systeme darstellend, welche einander recht- oder schiefwinkelig durchkreuzen, dort in wildester Unordnung einander durchsetzend, ohne jemals die mindeste Verwerfungserscheinung zu zeigen. So bietet die Oberfläche grosser Blöcke ein netzartiges Gewirr von 1—3 Zoll dicken, mitunter zu einer Höhe von 5 Zoll hervorragenden Rippen und Leisten dar (veines saillantes), welche meist von kurzem Verlauf sich bald auskeilen. Bisweilen glaubt man bei einigen derselben dennoch zu erkennen, dass sie etwas feldspathreicher seien als das Nebengestein.

Sie finden sich z. B. sehr schön im Thal von Luchon oberhalb Cierp, im Thal der Gave de Marcadau oberhalb Cauterets in den französischen, zwischen dem Dorf und den hochgelegenen Bädern von Panticosa in den spanischen Pyrenäen und wurden schon 1801 von dem trefflichen Beobachter Ramond in seiner »Voyage au Mont-Perdu« in der Gegend des Pic de Néouvielle wahrgenommen.

Dass in den Granitgängen sich sehr häufig Bruchstücke des Nebengesteins eingeschlossen finden, ist eine Erscheinung, welche sich von selbst erklärt.

Was die allgemeine petrographische Beschaffenheit grösserer Ablagerungen von Granit anbelangt, so hält das Gestein oft auf weite Strecken denselben Habitus genau fest, sehr oft aber wechselt auch der Gesteinscharakter stellenweise und eine Ablagerung weist allerlei Varietäten von Granit auf. Hiervon muss man die Erscheinung streng scheiden, dass innerhalb einer Granitvarietät wirklich stockförmige Einlagerungen einer andern Granitvarietät vorkommen. In manchen Gegenden treten zwei Granitvarietäten nebeneinander auf, die nicht nur durch petrographische Unterschiede, sondern auch durch Lagerungsverhältnisse sich als zwei gesonderte Bildungen von verschiedenem Alter zu erkennen geben. Nach G. Rose besteht die Centralmasse des ganzen Riesengebirges und der grössere Theil des Isergebirges aus derjenigen Varietät, welche er Granitit nennt (vgl. S. 489), während der eigentliche Granit auf der Südseite Massen von geringerer Ausdehnung zusammensetzt. Der Centralgranitit ist auch von jüngerm Alter, denn er umschliesst bei Voigtsbach, Reichenberg, am Hohenberg zahlreiche Trümmer des eigentlichen Granit. Gleichfalls sind im Erzgebirge deutlich zwei Granitvarietäten zu sondern. Im Thüringer Wald unterscheidet Credner drei Granitabänderungen, eine aus fleischrothem Orthoklas, graulichgrünem Oligoklas, Quarz und schwarzem Glimmer; eine andere aus Orthoklas, Quarz und braunem Glimmer; eine dritte jüngere aus vorwaltendem Orthoklas, grauem Quarz mit wenig braunem Glimmer bestehend. Die Kirchberger Granitpartie im Erzgebirge besteht vorwaltend aus grobkörnigem, porphyrartigem Granit; daraus ragt (nach Naumann) bei Kirchberg der Borberg auf, ein feinkörniger, sandsteinähnlicher Granit. »Bei Zehren unweit Meissen finden sich im Gebiete des dortigen grobkörnigen Granits kleine Stöcke eines feinkörnigen, fast glimmerfreien Granits, welcher in

seiner Gesteinsbeschaffenheit mit demjenigen Granite völlig übereinstimmt, der in derselben Gegend ausserordentlich häufige Gänge sowohl im Granite, als im Syenite bildet.« Davon, dass auf einem beschränkten Raume in einer und derselben Granitablagerung ein rascher Wechsel verschiedener Varietäten erfolgt, theilt Herbst ein Beispiel mit. Am südöstlichen Abhang des Ehrenberges bei Ilmenau steht gewöhnlicher mittelkörniger Granit an; am südwestlichen Abhang wird der Granit durch Aufnahme von Hornblende syenitartig, auch erscheint dort Schriftgranit mit Titaneisenerz; an der nordwestlichen Seite des Berges ist der Granit ganz frei von Glimmer und es tritt dort auch Schriftgranit, aber ohne Titaneisenerz auf; auf der nördlichen Seite und auf dem Gipfel ist das Gestein ebenfalls ganz glimmerfrei, enthält aber viele Hornblende, ausserdem Dioriteinschlüsse (N. Jahrb. f. Min. 1843. 295; vgl. auch darüber Credner ebendas. 1846. 134).

Von grosser Wichtigkeit sind die petrographischen Metamorphosen, welche sich sehr häufig in dem Nebengestein der Granite beobachten lassen. Sie stellen sich als das Resultat chemischer Einwirkung dar und zwar scheint es auf Grund neuerer Versuche, dass sie durch eine Imprägnation mit Wasser hervorgerufen seien; wahrscheinlich hat das die Eruption der Granite begleitende heisse Wasser an ihrer Erzeugung den hervorragendsten Antheil. Zu diesen eigenthümlichen Metamorphosen sind zu rechnen:

Die Umkrystallisirung dichter Kalksteine zu Marmor. Es ist eine an vielen Orten, wo dichte Kalksteine mit Graniten in Contact kommen, wahrzunehmende Erscheinung, dass der Kalkstein an der Grenze in einen krystallinischen Marmor umgewandelt ist (S. 228). Punkte, wo diese Einwirkung in besonders deutlicher Weise zu beobachten ist, sind u. a. auf der schottischen Insel Skye, bei Aulus, Vicdessos, St. Béat und an manchen andern Orten in den Pyrenäen, am Skrimfjeld und in der Umgegend von Drammen in Norwegen.

Die Imprägnation mit manchfaltigen Mineralien ist eine Einwirkung des Granit, welche in sehr vielen Fällen die Umkrystallisirung der Kalksteine begleitet. Die schönen Mineralien aus den krystallinischen Kalksteinen, welche die Sammlungen schmücken, stammen grösstentheils aus der Nachbarschaft der Granite. Hauptsächlich sind es kalkhaltige Silicate, welche innerhalb des Kalksteins

zur Ausbildung gelangt sind: Granat, Allochroit, Vesuvian, Epidot, Gehlenit, Wollastonit, Grammatit, Hornblende, Augit, daneben auch Glimmer, Spinell, Flussspath u. s. w. Ausgezeichnet durch Manchfaltigkeit und Pracht der Mineralien sind u. a. die Kalklagerstätten Nordamericas, Norwegens auch theilweise die pyrenäischen Kalksteine. Hier und da finden sich im Contact mit dem Granit auch förmliche Erzlagerstätten.

Die Umkrystallisirung von Thonschiefer und Grauwackenschiefer. Diejenigen Schiefer, welche man Fleckschiefer, Fruchtschiefer, Knotenschiefer, Garbenschiefer, Chiastolithschiefer, Ottrelitschiefer, Cornubianit nennt und deren petrographische Beschaffenheit Gegenstand späterer Beschreibung bilden wird, sind als Producte einer Umwandlung von Thonschiefern zu betrachten, welche im Contact mit granitischen Gesteinen vor sich gegangen ist.

Bei allen diesen metamorphosirten Thonschiefern wird die Textur feinschuppig-krystallinisch, die Glimmerschuppen werden zahlreicher und deutlicher und es entwickeln sich in dem Gestein entweder dunkelbraune oder tiefgrüne Flecken, oder kleine weizenkornförmige Concretionen einer fahlunitartigen Substanz, Chiastolithkrystalle oder Ottrelitblättchen. Unter den vielen Vorkommnissen solcher Metamorphosen findet sich z. B. in Sachsen eine ausgezeichnete am linken Elbufer zwischen Wesenstein und Leuben, eine andere um den Kirchberger und Lauterbacher Granit, wo der Thonschiefer unmittelbar an der Granitgrenze in Cornubianit, bis auf $\frac{1}{4}$ Meile im Umkreis in Fleckschiefer umgewandelt ist. Rund um die einzelnen Granitpartieen Cornwalls tritt ebenfalls sehr häufig eine Zone, ein Hof von metamorphosirten Schiefern auf, welche bald in der Nähe des Granit ein glimmerschiefer- oder gneissähnliches Ansehen gewinnen (Strasse zwischen Constantine und Penryn), bald mit Turmalin oder mit einem chiastolith- und ottrelitartigen Mineral imprägnirt sind (Granitkuppe von Fatworth-hill und Castle-an-Dinas bei St. Columb Major. Topas und Apatit stellt sich in den an Granit angrenzenden Schiefern bei Trevannance (St. Agnes) ein, während bei Camelford der vielen Glimmer enthaltende Schiefer Staurolithkrystalle, zwischen Botallack-mine und Wheal Cock Prehnit führt. Dieselben Verhältnisse finden sich auch in der Bretagne wieder, deren Schiefer wegen der Grösse und Schönheit der in ihnen aus-

gebildeten Chiastolithe bekannt sind; gleiche Erscheinungen bieten sich vielorts in den Pyrenäen, namentlich im Thale von Héas, einem Seitenthale desjenigen von Barèges dar. Das Auftreten der Chiastolithschiefer scheint ausschliesslich an den Granit gebunden zu sein. Ausgezeichnete Metamorphosen der Thonschiefer zu Fleck- und Fruchtschiefern sind in den Pyrenäen unterhalb des Lac d'Oo im Val de l'Astau zu verfolgen. Diejenigen Gesteine, welche Zinken Spilosite (Karstens u. v. Dechens Archiv XIX. 1845. 583) genannt hat, sind ebenfalls solche im Contact mit dem Granit metamorphosirte Thonschiefer.

Manchmal ist das Product dieser Contactmetamorphose ein wirklicher, oft sehr feldspathreicher Glimmerschiefer. Nach Naumann ist ein vortreffliches Beispiel dieser Umwandlung nördlich von Oschatz in Sachsen zu beobachten, wo östlich von Wellerswalde bei Lübschitz der Thonschiefer unmittelbar vor der Granitgrenze zu einem vollkommenen oft andalusitreichen Glimmerschiefer geworden ist (Geogn. Beschr. d. Kgr. Sachs. II. 194). Im Egerer Kreise hat längs der ganzen Granitgrenze von Unterneugrün über Rossmeissel, Heinrichsgrün bis Unterrothau der Glimmerschiefer Feldspath aufgenommen und ist in ein gneissartiges Gestein umgewandelt. An sehr zahlreichen Punkten, wo die Granite der Pyrenäen an Thonschiefer angrenzen, lässt sich die Umbildung der letztern zu Glimmerschiefer sehr deutlich wahrnehmen, z. B. bei Estenos unterhalb St. Béat im obern Garonne-Thal.

Eine andere durch den Granit hervorgebrachte Contactmetamorphose ist die Umwandlung von schieferiger und feinkörniger Grauwacke in sog. Hornfels (cornéenne), eine sehr feinkörnige Masse mit splitterigem, zuweilen undeutlich muscheligem Bruch, sehr hart und zähe, von grauer oder gelblich-, bläulichgrauer Farbe mit nur schwierig erkennbaren Gemengtheilen, welche die deutlichsten Uebergänge in die angrenzenden Sedimentärmassen zeigt; sie kommt besonders ausgezeichnet am Harz in den Umgebungen des Brockens und Rambergs vor. Es beruht diese Metamorphose hauptsächlich in einer Silicificirung, wie auch anderswo gewöhnliche Sandsteine im Contact mit Granit zu Quarziten umgewandelt worden sind. Der Hornfels von der Achtermannshöhe enthält nach C. W. Fuchs: 72.95 Kieselsäure, 7.64 Thonerde, 8.13 Eisenoxyd, 3.65 Kalk, 1.80 Magnesia, 1.19 Kali, 2.42 Natron, 1.30 Wasser

(99.08); der vom Rehberg: 70.11 Kieselsäure, 13.72 Thonerde, 7.59 Eisenoxyd, 2.00 Kalk, 1.53 Magnesia, 2.85 Kali, 2.28 Natron, 1.13 Wasser (101.21) (N. Jahrb. f. Min. 1862. 803). Wir verdanken C. W. Fuchs eine grössere Anzahl von Hornfelsanalysen. Das Resultat der Metamorphose ist demnach eine im Allgemeinen granitähnliche Zusammensetzung. An jeder einzelnen Stelle ist der Kieselsäuregehalt am grössten in unmittelbarer Berührung mit dem Granit und nimmt von da aus gegen das geschichtete Gestein hin allmählich ab; indessen ergibt es sich auf der andern Seite nicht, dass nur die Hornfels-Gesteine mit dem höchsten Kieselsäuregehalt in unmittelbarer Berührung mit dem Granit vorkommen, sondern auch solche von geringerm Gehalt an Kieselsäure begrenzen denselben häufig. Die graue und schwärzliche Färbung manches Hornfels scheint von fein eingesprengtem Turmalin herzurühren; deutlich erkennbar fand Fuchs den Turmalin in einem Hornfels von der Granitgrenze am Ilsenstein. Die Mächtigkeit dieser den Granit des Harzes auf drei Vierteln seiner Peripherie umgürtenden Hornfelszone ist sehr wechselnd, beträgt bald nur wenige Fuss, bald über tausend Schritt. Auch die höchst wahrscheinlich devonischen Schiefer von Baden im Schwarzwald sind in der Nähe des Granit in Hornfels, dem des Harzes ganz ähnlich umgewandelt. Risse fand in dem Hornfels von Baden: 70.89 Kieselsäure, 14.00 Thonerde, 4.09 Eisenoxyd, 1.40 Kalk, 0.58 Magnesia, 4.11 Kali, 4.87 Natron (99.94). Ein ähnlicher Hornfels tritt am Steinberg bei der Obstfelder Schmiede im Thüringer Wald auf, auch in Cornwall wird hier und da der Killas an der Granitgrenze dem harzer Hornfels zum Verwechseln ähnlich. An der Grenze des harzer Granit erscheint noch ein anderes metamorphisches Gebilde, entstanden ebenfalls aus Thonschiefern und Grauwackeschiefern von sehr kieselschieferähnlichem Ansehen, welches sich aber sowohl durch seine Schmelzbarkeit vor dem Löthrohr, als durch seine chemische Zusammensetzung von ächtem Kieselschiefer unterscheidet (S. 282).

Vgl. Fr. Hoffmann, Nordwestl. Deutschl. 388.
Hausmann, Ueber die Bild. d. Harzgeb. 106.

Unter allen krystallinischen Massengesteinen besitzt der Granit unbedingt die weiteste Verbreitung und grösste Ausdehnung. In folgendem sind einige seiner **Hauptverbreitungsbezirke** in Europa kurz aufgeführt.

Im Schwarzwald, namentlich am Westabhang, tritt der Granit hauptsächlich aus Gneiss hervor, und bildet die höchsten Kuppen des Gebirges; unzählige Gänge von Granit setzen im Gneiss auf (bei Laufenburg, St. Blasien, im Kinzig- und Höllenthal); nach Osten zu verschwindet er unter buntem Sandstein. Auch im Odenwald ist er verbreitet (z. B. bei Heidelberg, wo die interessanten Gänge von Granit im Granit).

Am Thüringer Wald ist nach Senfts Zusammenfassung das ganze nördliche Gehänge frei von Granit, aber auf dem südlichen Abhang liegen zwei aus dem Glimmerschiefer hervortretende Graniteinseln, von welchen die eine sich zwischen Ruhla, Altenstein und Brotterode erhebt, das grossartige Felsgewürfel des Glöcklers und die Obelisken des Gerbersteins bildet und südlich von der Zechsteinformation überlagert wird, während die andere bei Zella und Suhl aus dem Steinkohlengebirge hervortritt und an ihrer Südseite von einem Melaphyrgürtel umzogen wird; eine dritte, kleinere Granitklippe erscheint im Ilmthal bei Stützerbach. Am Harz erhebt sich der Granit aus den Thonschiefer- und Grauwackeschichten in getrennten Massen und bildet die höchsten Gipfel dieses Gebirges, namentlich den Brocken mit den Schnarcher- und Hohneklippen und den Ramberg mit der Rosstrappe. Auch ein grosser Theil des Fichtelgebirges ist aus Granit zusammengesetzt; eine grosse im Süden hufeisenförmig gekrümmte Granitpartie, umgeben von Glimmerschiefer und Gneiss, enthält die bedeutendsten Kuppen des Gebirges (z. B. Schneeberg, Ochsenkopf, Kösseine), sowie die durch ihre Felsbildungen ausgezeichnete Louisenburg und den Rudolphstein; nordwestlich davon liegen hintereinandergereiht vier andere kleinere Graniteinseln. Diese granitischen Kerne werden zunächst von Gneiss und Glimmerschiefer, dann von Thonschiefer umlagert.

Im Erzgebirge bildet vorzugsweise im westlichen Theile der Granit verschiedene, z. Th. ausgedehnte Ablagerungen; namentlich die grosse Carlsbad-Eibenstocker Granitpartie, umgeben vorwiegend von Glimmerschiefer und Thonschiefer, nördlich davon die rundliche Kirchberger Granitpartie im Thonschiefer, westlich die kleinere elliptische Lauterbacher Granitpartie, ebenfalls von Thonschiefer rings umgeben, beide mit ihren interessanten Contactmetamorphosen; nordöstlich liegen zwischen Schneeberg und Schwarzenberg im Glimmerschiefer sechs kleine, nach einer von Nordwest nach Süd-

ost ziehenden Linie aneinandergereihte Granitinseln; noch andere kleinere Granitmassen finden sich im erzgebirgischen Gneiss, Glimmerschiefer und Granulit, in welchem letztern namentlich der lang von Mittweida nach Burgstädt ziehenden Granitpartie zu gedenken ist. Längs der Elbe zieht auf dem linken Ufer von Lommatzsch bis über Wilsdruff hinaus eine langgestreckte, den Meissener Porphyr umschliessende, und westlich von Thonschiefer begrenzte Granitellipse; auf dem rechten Ufer breitet sich grösstentheils zusammenhängend zwischen Görlitz, Camenz, Grossenhayn, Leuben, Dohna und böhmisch Georgenthal die S. 506 erwähnte über 50 Quadratmeilen grosse Granitdecke aus. An der Westseite des Gneissrückens des Böhmerwaldes streicht ein Granitzug durch die Oberpfalz bis in die Umgegend von Passau.

Die Oberlausitz ist zum grössten Theil ein grosses, wenig erhabenes Granitgebiet, an welches sich westlich bis an die Elbe kleinere flachere Gebiete von Granit anschliessen, aber auch von allen diesen ragen nur die höhern Theile unbedeckt hervor. Im Riesengebirge zeigt sich zunächst ein grosser aus zwei mit einander verwachsenen Massen bestehender Granitkern, umhüllt von krystallinischen Schiefern, aus denen noch mehrere kleinere Massen von Granit heraustreten. Der krystallinische Kern der Sudeten ist auch vorherrschend granitischer Natur, geht aber vielfach in Gneiss über. In der breiten und flachen Anschwellung des böhmisch-mährischen Grenzgebirges bieten sich wieder sehr ausgedehnte Gebiete von Granit, verbunden mit Granulit, Gneiss und Glimmerschiefer dar (v. Cotta, Deutschl. Boden 1858. 18). Die höchsten Gipfel des Tatragebirges der Karpathen werden ebenfalls aus Granit gebildet.

In Frankreich erscheint der Granit an der östlichen Abdachung der Vogesen nach dem Rheinthal zu. Das innere Hochland von Frankreich bildet eine gewaltige Ablagerung von Granit im Verein mit Gneiss und Glimmerschiefer, vorzugsweise begrenzt im Süden, Westen und Norden von Lias und Jura, im Osten von dem Tertiär der Rhone und Saone, in ihrem Innern umschliessend die Basalt- und Trachytgebilde des Mont Dor (und Clermonts), des Cantal, des Velay und Vivarais, sowie die Tertiärbecken des Allier und der Loire, zwischen welchen der langgestreckte Porphyrrücken des Forez sich einherzieht. Im Süden der untern Loire liegt zwischen Nantes und Partenay noch ein ausgedehntes Granitmassiv. An dem Aufbau

der Pyrenäen hat der Granit wichtigen Antheil. Das Uebergangsgebirge der Bretagne ist ebenfalls reich an Graniten. Gegenüber liegt in dem Schiefer der englischen Halbinsel Cornwall eine Reihe ausgezeichneter Granitinseln in der Richtung von Südwest nach Nordost hintereinander (S. 508). In Schottland kennt man auch zahlreiche Granitpartieen, namentlich im Gebiete des Gneiss gelegen, nicht minder in Irland.

In den Alpen sind die Granite (vorwiegend Protogingranite) im Ganzen nicht so sehr entwickelt; in der Schweiz bilden sie u. a. den Montblanc, den St. Gotthardt, den Septimer, in Oberitalien die Veltliner Alpen; sodann erscheint Granit in den Trientiner Alpen an der Cima d'Asta und setzt die Sölker-Alpen in Steiermark zusammen.

In Spanien bildet der Granit u. a. in der nordwestlichen Provinz Galicia beträchtliche Ablagerungen; die Kette der Sommo Sierra besteht fast ganz aus diesem Gestein, welches auch in dem Guadarrama-Gebirge sowie in der zwischen Tajo und Guadiana hinziehenden Kette sehr häufig ist; dasselbe erscheint ebenfalls an der Südseite der Sierra Morena. Von den Inseln des Mittelmeers sei nur das granitreiche Elba und Corsica erwähnt. Auch Skandinavien ist bis in hohe Breiten hinauf ein granitreiches Land; der colossalen Granitdecke, welche sich in Südrussland ausbreitet, wurde schon oben S. 506 gedacht. Im Ural erscheint der Granit vorzugsweise auf der Ostseite; sehr verbreitet ist er im mittlern Ural bei Katharinenburg, wo er vier grosse, ungefähr parallele Züge bildet, die in den Hauptrücken des Ural in nordwestlicher Richtung hineinsetzen.

Was nun das geologische Alter der Granite anbelangt, so hat es sich aus genauer Feststellung der Lagerungs- und anderer Verhältnisse ergeben, dass die einzelnen Ablagerungen keineswegs derselben geologischen Periode angehören, sondern dass Granitbildungen zu verschiedenen, zum Theil zu sehr verschiedenen Zeiten Statt fanden. Fast alle Granite sind jünger, als die ältesten krystallinischen Schiefergesteine, die meisten sogar offenbar von jüngerer Entstehung als die silurische und devonische Formation; dass es gleichwohl auch ältere Granite geben muss, geht schon daraus hervor, dass gar manche zur Uebergangsformation gehörige Grauwacke-Conglomerate Granitfragmente enthalten. Ein, allerdings kleinerer Theil der Granite erweist sich selbst jünger als die Stein-

kohlenformation, ja es fehlt nicht an vereinzelten Beispielen von Graniten, deren Ablagerung erst nach der Triasformation, selbst nach der Kreideformation vor sich gegangen sein kann. Im allgemeinen lässt sich indessen festhalten, dass die Hauptbildungsperiode der Granite in die Zeit nach der Ablagerung der Uebergangsformationen und vor der Ablagerung der Dyasformation zu setzen ist.

So sind z. B. die Granite des Harzes, des Thüringer Waldes, des sächsischen Erzgebirges, der Vogesen, der Umgegend von Christiania, Brevig und Drammen in Norwegen offenbar jünger als die Uebergangsformationen, in denen sie stock- und gangförmige Massen bilden, und deren Gesteine sie hier und da als Fragmente enthalten; dagegen müssen in vielen von diesen Gegenden vor der Ablagerung der Uebergangsformation Granite bereits existirt haben, denn in der harzer Grauwacke von Altenau auf dem rechten Ocker-Ufer (Hoffmann in Karstens Archiv I. 1829. 129), in der voigtländischen Grauwacke zwischen Hartmannsgrün und Voigtsberg (Naumann Geognosie II. 251), in den Conglomeraten der Uebergangsformation der Vogesen am Champ-du-Feu (Daubrée, Bull. d. l. soc. géol. (2) VII. 293) finden sich Geschiebe von Granit, welche jedoch meist einer solchen Varietät angehören, die man in der betreffenden Gegend jetzt nicht mehr anstehend findet.

Dass die Granite von Cornwall und Devonshire nicht nur jünger, als die Uebergangsformation, in welcher sie Gänge bilden, sondern auch jünger sind als die Steinkohlenformation, welche sie dislocirt und ebenfalls gangförmig durchsetzt haben, ist durch die Untersuchungen von Murchison und Sedgwick (Transact. of the geol. soc. (2) V. 1840. 669), sowie von De-la-Beche (Rep. on the geol. of Cornw. Dev. and W. S. 165) festgestellt worden. Ein Theil der Granite auf der schottischen Insel Arran scheint auch jüngerer Entstehung zu sein, als die dortigen der Steinkohlenformation angehörigen Conglomerate und Sandsteine. Den Protogingraniten der Alpen scheint man ein jüngeres Alter als der Liasformation zuschreiben zu müssen. Das Eruptivgestein bei Predazzo in Tyrol, dessen merkwürdige Lagerungs- und Contactsverhältnisse keinen Zweifel daran gestatten, dass es erst nach der Ablagerung des dortigen Triaskalksteins emporgedrungen ist, und welches von manchen Forschern als Granit bezeichnet wird, ist nach v. Richthofen quarzfreier oligoklasreicher Syenit.

Die Pyrenäen bieten höchst eigenthümliche Verhältnisse dar, welche nur die Folgerung übrig zu lassen scheinen, dass ein Theil der dortigen Granite jünger als die Liasformation, ja selbst jünger als die Kreideformation ist. In den Umgebungen von Vicdessos zeigt sich ein der Liasformation angehörender dichter grauer Kalkstein allenthalben in dem Contact mit Granit in einen körnigen, weissen Kalkstein umgewandelt, welcher Couzeranit, Granat, Grammatit und andere Contactsilicate enthält (Dufrénoy in Mém. pour servir à une descr. géol. de la France II. 1834. 433). Auf der Ostseite des Port de Salleix nach Vicdessos zu sind ausgezeichnete mächtige Granitgänge im Liaskalk zu beobachten. Bei St. Martin-de-la-Gly, am Fuss des Pic de Bugarach, bei Aurignac im Ariége-Thal werden sogar hippuriten- und diceratenführende Kreideschichten von Granitgängen durchsetzt, worauf zuerst Dufrénoy und Coquand aufmerksam machten. Auf der Kupfergrube von Fos, zwei Stunden von St. Paul de Fenouillet in den Ostpyrenäen erscheinen Granitgänge in schwarzem Mergelschiefer der untern Kreide. Rozet beobachtete bei Lesquerde ebenfalls im Gly-Thale ähnliche Erscheinungen, ausserdem sah er zwei grosse Kalkblöcke in dem umhüllenden Granit. Beweise dafür, dass aber ausser diesen sehr jugendlichen Graniten auch bedeutend ältere Granite in den Pyrenäen vorkommen, sind die von Rozet aufgefundenen zahlreichen Granitgeschiebe in der dortigen auf dem Granit lagernden Uebergangsformation (Comptes rendus XXXI. 1850. 885).

Nach Kudernatsch soll der Granit des Puschkasch im Banat ebenfalls erst nach der Kreideformation emporgestiegen sein (Jahrb. der geol. R.anst. VI. 1855. 228). Dass dagegen die Ueberlagerung des Quadersandsteins von Hohnstein in Sachsen von Granit durch eine Ueberschiebung des längst festen Granit, und dass bei Zscheila östlich Meissen Plänerkalkfragmente nur scheinbar vom Granit umschlossen werden, wird nicht mehr bezweifelt (vgl. B. v. Cottas geognostische Wanderungen 1838. II. u. geol. Fragen 1858. 217).

Darwin fand an dem Uspellata-Pass in Chile Granite unter Verhältnissen, dass er sie für gleichalterig mit der Tertiärformation halten zu müssen glaubt, welches wohl noch näherer Bestätigung bedarf. Auch J. G. Sawkins führt aus der Gegend von Kingston auf Jamaica Granit an, welcher nicht älter als tertiäre Sandsteine und Conglomerate sein soll (Qu. journ. of the geol. soc. XIX. 1863. 35).

Bei der nachfolgenden Literaturübersicht ist nur auf diejenigen wichtigern Arbeiten Rücksicht genommen, welche chemische und allgemein petrographische Verhältnisse behandeln.

Streng, Gr. aus Schlesien, Heidelberg, Harz, Tatra, Poggend. Ann. XC. 1853. 122.
Delesse, Gr. der Vogesen, Annales des mines (5) III. 1853. 396.
Kjerulf, Turmalingr. von Predazzo, Christiania-Silurbecken 1855. 7.
Haughton, Gr. aus Irland, Qu. journ. of the geol. soc. XII. 1856. 177. XIV. 1858. 301. XVIII. 1862. 403.
Haughton, Gr. von Ross auf Mull, Dublin quart. journ. of sc. XVII. 95.
König, Gr. aus Baden, Geol. Beschr. d. Gegend von Baden 1861. 48.
Scheerer, Gr. des Altenberger Stockwerks u. v. Bobritzsch, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 23.
Rube, Gr. von Altenberg, Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1862. 74.
Scheerer, Gr. v. Carlsbad, Berg- u. Hüttenm.-Zeitg. 1864. XXIII. 414.
Nessler, Gr. von Döttelbach, Lautenbach u. Schapbach in Sandbergers Beitr. zur Statistik d. Grossh. Baden. 1863. XVI. 28. 31. 33.
Röthe, Gr. aus dem Ries, Bayern, N. Jahrb. f. Min. 1863. 169
Delesse, Protogin vom Montblanc, Bull. de la soc. géol. (2) VI. 1849. 246.
Schönfeld u. Roscoe desgl., Ann. d. Chem. u. Pharm. XCI. 1854. 305.

G. Rose, Ueber Gr., Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 358.
Gerhard, Perthitartige Feldspathe in d. Gr., Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1862. 4
Svanberg, Feldspathe im Gr., Journ. f. pract. Chem. XXXI. 1844. 161.
Galbraith, ebendar., Philosoph. Magaz. (4) IX. 40.
Durocher, ebendar., Annales des mines (4) VI. 67. Comptes rendus XXV. 1847. 210.
Delesse, ebendar., Annales des mines (4) XVI. 103.
Fischer, ebendar., Ber. üb. d. Verh. d. naturf. Ges. z. Freiburg 1857. Nro. 19. 25. 26.
v. Rosthorn u. Canaval, ebendar., N. Jahrb. f. Min 1855. 584.
Haughton, Lepidomelan-ähnl. Glimmer in irischen Gr., Qu. journ. of the geol. soc. 1859. XV. 129.
Haughton, Margarodit im Granit, Qu. journ. of the geol. soc. XII. 1856. 171.
Zirkel, Mikrosk. Structur d. Gr., Sitzgsber. d. Wien. Ak. XLVII. 231.
Fournet, Ueber Miarolit, Bull. de la soc. géol. (2) II. 495.
Struve, Ueber Rappakiwi, Mém. de l'acad. des sc. de Pétersbourg (7) VI. Nro. 4.
Böthlingk, Ueber Rappakiwi, N. Jahrb. f. Min. 1840. 613.
Delesse, Ueber Pegmatit, Annales des mines (4) XVI. 1849. 97 und Bull. de la soc. géol. (2) X. 1853. 568.
Fischer, Granitit, Verh. d. naturf. Ges. zu Freiburg 1857. 438.
Delesse, Protogin, Bull. de la soc. géol. (2) VI. 230.

G. Rose, Schriftgr., Reise n. d. Ural I. 444; daraus im N. Jahrb. f. Min. 1840. 481.
Jokély, Zinngr. des böhm. Erzgeb., Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. VIII. 1857. 7.
G. Rose, Beresit, Reise nach dem Ural I. 186. II. 557.
Jokély, Gr.kugeln in Böhmen, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. VI. 1855. 375.
Delesse, Zersetzung d. Gr., Bull. de la soc. géol. (2) X. 256.
G. Rose, Gr. d. Riesengebirges, Poggend. Ann. 1842. LVI. 617.
v. Hochstetter, Gr. im südl. Böhmerwald, Jahrb. d. k. k. geol. R.-anst. VI. 1855. 10.
Jokély, Gr. und Syenitgr. d. mittlern Böhmens, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. VI. 1855. 363. 457, des Saazer Kreises ebendas. VIII. 1857. 549.
v. Zepharovich, Syenitgr. d. Pilsener Kreises, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. V. 1854. 307.
Peters, Gr. im nordw. Oberösterreich, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. IV. 1853. 245.
Stelzner, Gr. v. Geyer und Ehrenfriedersdorf, Freiberg 1865.
Hausmann, Gr. d. Harzes, Bildung des Harzgebirges 100; Nachr. d. Ges. d. Wissensch. zu Göttingen 1852. 145; auch N. Jahrb. f. Min. 1852. 972.
C. W. Fuchs, die Gr. d. Harzes, N. Jahrb. f. Min. 1862. 767. 897.
v. Fritsch, Gr. der Umg. von Ilmenau, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XII. 1860. 102.
G. Leonhard, Gr. d. Odenwaldes u. Schwarzwaldes in geogn. Skizze d. Grossh. Baden 11.
v. Richthofen, Syenitgr. v. Brixen, geogn. Beschr. v Südtyrol 1860. 108.
v. Hauer und Stache, Gr in Siebenbürgen, Geologie Siebenbürgens 1863. 187.
Peters, Syenitgr. d. südöstl. Ungarns, Sitzgsber. der Wiener Akad. d. W. XLIII. 1861. 440.
Haughton, Syenitgr. v. Donegal, Irland, Qu. journ. of the geol. soc. XVIII. 416.
v. Charpentier, Gr. d. Pyrenäen, Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées. Paris 1823. 127.
Durocher, ebendar., Ann. des mines (4) VI. 1844. 66.
Leymerie, ebendar., Comptes rendus XLVII. 1858. 120.
Delesse, Gr. der Vogesen, Ann. des mines (5) III. 1853. 367.
Dufrénoy, Gr. Centralfrankreichs, Expl. de la carte géol. d. l. Fr. I. 109; Élie de Beaumont, Gr. der Vogesen ebendas. I. 302.
Studer, Gr. der Alpen, Geologie der Schweiz I. 280.
G. Rose, Gr. d. Ural, Reise nach dem Ural II. 551.
Delesse, Syenitgr. v. Aegypten, Karstens u. v. Dechens Archiv 1851. XXIV. 63.

Granitporphyr.

(Granitartiger Porphyr, Syenitporphyr, Porphyre granitoïde.)

Dieses in petrographischer Hinsicht in der Mitte zwischen Granit und Felsitporphyr stehende Gestein besitzt eine Grundmasse, welche im Gegensatz zu den ausgeschiedenen Krystallen zu feinkörnig ist, um dasselbe zu den porphyrartigen Graniten, und auf der andern Seite nicht den Grad der Dichtheit erreicht, um dasselbe zu den Felsitporphyren zu rechnen.

Die sehr feinkörnige Grundmasse, bräunlichroth, graulich oder grünlich gefärbt, ist ein inniges Gemenge von Feldspath, Quarz und Glimmer oder Chlorit; tritt der Chlorit auf, so imprägnirt er innig die alsdann grünliche Grundmasse. Darin liegen zahlreiche, meist über zollgrosse Orthoklaskrystalle von graulicher, fleischrother, ziegelrother Farbe, kleinere und spärlichere, matte gelbliche oder grünliche Oligoklaskrystalle, graue und dunkelgefärbte Körner und unvollständige Krystalle von Quarz, welche die Grösse einer Erbse und darüber erreichen; auch umschliesst die Grundmasse Schüppchen oder kleine dünne sechsseitige Tafeln von braunem Glimmer oder rundliche Aggregate von Chloritschuppen, welche vielleicht einer Umwandlung von Hornblende ihre Entstehung verdanken. Der Orthoklas bildet meist Zwillinge, die bisweilen eine Rinde von gestreiftem Oligoklas besitzen. Nach Naumann erscheinen auch mitunter ganz kleine Nester eines grünerdeähnlichen Minerals, welches alsdann auch in der Grundmasse fein vertheilt ist. Als accessorische Mineralien treten häufig Eisenkiese, selten rothe Granaten auf.

Die genauer bekannten Varietäten dieses schön aussehenden Gesteins sind folgende:

Die mächtigen und fast drei Meilen langen Gänge im Erzgebirge, von denen der östlichste und bedeutendste entlang der Grenze von Felsitporphyr und Glimmerschiefer aus der Gegend von Dippoldiswalde über Geising bis in die Nähe von Graupen zieht; der zweite nach Westen gelegene und in der Mitte unterbrochene streicht diesem nahezu parallel, den Glimmerschiefer und Granit durchsetzend, der dritte schmalste von Dippoldiswalde über Frauenstein und Nossau hinaus. Die Grundmasse dieser Gesteine ist braun oder durch Chloritbeimengung dunkelgrün und oft sehr quarzreich, neben

den grossen Orthoklaskrystallen, welche oft von triklinischem Feldspath umrandet sind, und den Quarzkörnern bildet der Chlorit schuppige Aggregate, oder Körner, welche man ehedem für Hornblende ansah, weshalb man früher diese Gesteine Syenitporphyre benannte, nicht zu verwechseln indess mit G. Roses Syenitporphyren, welche unsern quarzfreien Orthoklasporphyren entsprechen; auch tritt etwas Glimmer darin auf. v. Cotta gibt an, dass der von Rube ermittelte Kieselsäuregehalt des Gesteins von Frauenstein ungefähr 64 pct. beträgt, welcher bei dem Quarzgehalt auf eine bedeutende Beimengung eines kieselsäurearmen Minerals schliessen lässt.

Das Gestein, welches bei Niederschöna unweit Freiberg einen Gang im Gneiss bildet. Nach v. Cotta enthält dasselbe grosse lichte Orthoklaszwillinge mit frischem Aeussern und zersetztem Kern, der oft in eine grünliche steinmarkartige Substanz umgewandelt ist; »es scheint fast, als habe hier der Kern der Orthoklaskrystalle aus Oligoklas oder aus einem Gemenge von Orthoklas und Quarz bestanden.« Das prachtvoll säulenartig abgesonderte Gestein von Altenhain bei Frankenberg im Erzgebirge gehört ebenfalls wohl zu den Granitporphyren.

Im Leipziger Kreise erscheint nach Naumann ausgezeichneter Granitporphyr in einem von Wurzen bis südlich von Trebsen in die Gegend von Nerchau sich erstreckenden Zuge, sodann in drei kleinern Ablagerungen südlich von Brandis, deren westlichste bei Beucha liegt, deren östlichste bei Ammelshain einen Gang im Felsitporphyr bildet, während der Granitporphyr am Tummelberge bei Wurzen von dem hufeisenförmig gekrümmten Gange eines erbsengelben Felsitporphyr durchsetzt wird. Die Gesteine sind durch Chlorit grünlich gefärbt und enthalten überall etwas Magneteisenerz. Den Kieselsäuregehalt bestimmte Rube auf nur 61 pct., die Gesteine stellen sich auch als sehr quarzarm dar.

Entschieden gehören zu unsern Granitporphyren die Gesteine, welche v. Hochstetter zwischen Pumperle und Leimsgrub bei Winterberg im Böhmerwald fand. Orthoklas, oft in 2—3 Zoll langen Krystallen, Oligoklas, Quarz in oft wallnussgrossen Körnern, bisweilen von blauer cordieritähnlicher Farbe und schwarze Glimmerschüppchen liegen in einer grauen, nicht dichten, aber gewöhnlich so feinkörnigen Grundmasse, dass man kaum mit der Loupe noch einzelne Gemengtheile zu unterscheiden vermag. Kittel be-

schrieb unter dem hier zuerst von ihm angewandten Namen Granitporphyr Gesteine, welche in der Gegend von Aschaffenburg beim Dorfe Gailbach und am Findberge gegen Grünmorsbach zu zwischen Syenit hervortreten und in einer glimmerreichen sehr feinkörnigen bis fast dichten Grundmasse zahlreiche Quarze (oft mit prismatischen Flächen versehen), und grosse frische scharfbegrenzte Orthoklase umschliessen, welche seltsamer Weise eine vollständige Abrundung zeigen.

Gruner berichtete über einen offenbar hierhergehörenden »Porphyre granitoïde«, welcher im Loire-Dép. sehr entwickelt ist, namentlich in den Lignon- und Aix-Thälern der Gegend von Boën. Nach Élie de Beaumont und Dufrénoy, welche über diese Gesteine Ausführliches mittheilen, gibt es keine Uebergänge aus dem Porphyre granitoïde in Granit, während solche in echten Felsitporphyr häufig sind; letzterer bildet aber auch Gänge in ihm.

Andere hierhergezählte Gesteine aus Schottland, Siebenbürgen und dem Banat bedürfen noch näherer Untersuchung.

Naumann, Erläuter. zur geogn. Karte v. Sachsen 1836. Heft I. 139.
v. Cotta, Gesteinslehre 1862. 149.
v. Hochstetter, geognostische Studien aus d. Böhmerwald, Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 21.
Kittel, geogn. Verhältn. d. Umgeg. v. Aschaffenburg 1840. 30
Jokély, sog. Syenitporphyre des sächs.-böhm. Erzgebirges, Jahrb. d. geol. R.anst. VIII. 1857. 556.
Gruner, Ann. des mines (3) XIX. 95.
Élie de Beaumont und Dufrénoy, Explication de la carte géol. de la France I. 130.

In dem Gemenge der eigentlichen Granitporphyre stellt sich nun manchmal auch Hornblende ein und die so constituirten Gesteine verhalten sich zu dem Granitporphyr, wie der Syenitgranit zum eigentlichen Granit; man könnte sie daher auch

Syenitgranitporphyr

benennen. Ein ausgezeichnetes Gestein dieser Art scheint dasjenige zu sein, welches sich nach Senft am Eselssprung beim Bad Liebenstein im Thüringerwald aus dem Gebiete des gneissartigen Granit und des Zechsteins erhebt und mit Unterbrechungen bis in das Thal der Schmalkalde zieht; es besitzt in einer höchst feingranitischen Grundmasse »grosse Oligoklaskrystalle, welche von einem braunrothen zarten Orthoklasringe (dies würde, falls nicht ein Druckfehler vor-

liegt, eine seltenere Verwachsung sein) und einer schwarzen Hornblendezone umschlossen sind«; auch führt das Gestein schwarze Hornblende in kurzen Säulen. Aus dem Steinkohlengebiet tritt an dem Wege von Oberhof nach Zella ein ähnliches, durch sehr grosse Orthoklaskrystalle ausgezeichnetes Gestein hervor.

Zu diesen Gesteinen gehört vielleicht der grösste Theil derjenigen aus der Umgegend von Rézbánya in Ungarn, welche Peters vorläufig als Syenitporphyr und ein grosser Theil derjenigen, welche er als Syenit beschrieb. Das Gestein des Biharkammes und seiner Gipfel (Syenitporphyr) hat eine grünlichgraue feinkörnige Grundmasse mit ausgeschiedenen bis zu 10 Mm. grossen weissen oder lichtgrauen Orthoklasen, farblosen Oligoklasen, sehr feinen Hornblende- und Glimmertheilchen und stets vorhandenem Pistacit; der Quarz ist grösstentheils in der Grundmasse enthalten. Das Kalksteingebirge von Rézbánya wird von vielen kleinen Stöcken und Gangmassen von sog. Diorit durchschwärmt, von denen die einen orthoklasreichen und oligoklasarmen, ausserdem Hornblende und Glimmer führenden eine beinahe dichte Grundmasse besitzen, während die Grundmasse der andern, welche Quarzkörnchen, sehr wenig Orthoklas, zahlreichen Oligoklas und wenig Hornblende umschliesst, niemals ganz dicht wird. Der »Syenit« östlich von Petrosz besteht aus Orthoklas, Oligoklas, bräunlichgrünem Glimmer, wenig Hornblende und feinvertheiltem Quarz; bald ist das Gemenge gleichmässig körnig, bald porphyrartig, mit einer klein- oder feinkörnigen (niemals dichten) Grundmasse. Während die erstere Ausbildung zum Syenitgranit zu gehören scheint, möchte man die letztere als Syenitgranitporphyr bezeichnen; diese Gesteine sind identisch mit denen von Szaszka, Dognacska u. a. O. im Banat, und setzen im Jura-, wahrscheinlich auch im Neocomkalk auf, begleitet von ausgezeichneten, silicat- und erzreichen Contactmarmoren. Peters deutet in seiner trefflichen Abhandlung darauf hin, dass diese Gesteine vielleicht mit Trachyten in nahe Verbindung zu bringen seien, was grosse Wahrscheinlichkeit besitzt; vgl. über die verwandten Gesteine (v. Cottas Banatite) den Diorit.

Senft, Characteristik der Felsarten 1857. 203.
Peters, Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. W. 1861. XLIII. 447.

Felsitporphyr.

Quarzführender Porphyr z. Th., Quarzporphyr, Feldsteinporphyr, Euritporphyr, rother Porphyr, Hornsteinporphyr z. Th., Thonsteinporphyr z. Th., Palaiopêtre (Saussure), Eurite porphyroïde (Brongniart).

Der Felsitporphyr besteht aus einer dicht erscheinenden felsitischen Grundmasse, in welche Krystalle oder krystallinische Körner von Quarz und Orthoklas (fast immer zusammen, nur höchst selten einzeln), auch daneben solche von Oligoklas oder Glimmer eingesprengt sind.

Die Grundmasse der Felsitporphyre verdient eine eingehendere Betrachtung. Bei dem dichten Zustande, in welchem sie ausgebildet ist, ist die Entscheidung über ihre Natur schwierig, allein es steht wohl jetzt allgemein fest, dass sie ein Gemenge aus Feldspath und Quarz ist. Dieses Resultat ergibt sich zunächst, indem man mit Vergrösserungsinstrumenten die Untersuchung der Grundmasse vornimmt. Manchmal ist man im Stande, mit der Loupe zu erkennen, dass Feldspath und Quarz es ist, welche sie zusammensetzen, weit besser vermag man aber über die Natur der Grundmasse dieser Gesteine sich Rechenschaft zu geben, wenn man davon dünne, durchsichtige oder durchscheinende Plättchen schleift, und dieselben unter dem Mikroskop betrachtet, wobei man nicht einmal eine sehr starke Vergrösserung anzuwenden braucht. Man gewahrt alsdann, dass die Grundmasse aus trüben nur schwach durchscheinenden Theilen und wasserhellen Körnchen besteht, wovon die ersten dem Feldspath, die letzten dem Quarz angehören. Auf eine so beschaffene Zusammensetzung der Grundmasse deutet auch der Uebergang der Felsitporphyre in Granit und Granitporphyr: man kann bisweilen genau verfolgen, wie die deutlich aus Feldspath und Quarz gemengte Hauptmasse mancher porphyrartigen Gesteine allmählich immer feinkörniger wird, bis sie endlich dicht felsitisch erscheint und es liegt der Schluss nahe, dass auch diese Ausbildungsweise eine mineralische Zusammensetzung besitze, welche mit jener phanerokrystallinischen übereinstimmt. Das durch jene mikroskopische Untersuchung und diese Schlussfolge gewonnene Resultat wird nun durch die chemische Analyse bestätigt, indem diese einen Kieselsäuregehalt ergibt, welcher den des Feldspaths übersteigt, also die Gegenwart von Quarz andeutet.

Früh schon ist man auf diese Ansicht von der Constitution der Felsitporphyrgrundmasse gelangt, denn bereits Dolomieu glaubte, dass sie hauptsächlich aus denselben Bestandtheilen zusammengesetzt sei, wie der Granit, und Daubuisson bestätigte 1819, dass sie nur ein dichter Granit, ein inniges Gemenge von feinen Feldspath- und Quarztheilchen sei (Traité de géognosie I. 112). Vgl. auch G. Rose, Poggend. Annal. LXVI. 108.

L. von Buch schrieb schon im Jahre 1808: »Man sollte niemals vergessen, dass jedes Porphyrs dichte Grundmasse nie ein mineralogisch einfaches Fossil ist, dass ihre mineralogische Natur aber nur deshalb nicht erkannt werden kann, weil unsere Augen den einzelnen Theilchen in ihrer Kleinheit nicht zu folgen vermögen«. Gleichwohl hat man später auch andere Ansichten über die Zusammensetzung der Grundmasse der Felsitporphyre aufgestellt. Delesse glaubte, dass während in den Gesteinen mit Granittextur die ganze Gesteinsmasse ein Aggregat aus krystallisirten Mineralien darstellt, in diesen Porphyrgesteinen, in welchen zwar auch einige Mineralien in Krystallen ausgeschieden erscheinen, dennoch die Krystallisation sich nicht in vollständiger und gleichmässiger Weise im ganzen Gestein entwickelt habe, daher jene Mineralien sich in einen Teig (pâte) eingeschlossen finden, welcher mit der Mutterlauge vergleichbar, in gewisser Hinsicht das Residuum ihrer Krystallisation ist. Dieser Teig sei nicht gebildet aus bestimmt abgegrenzten, benennbaren Mineralien und stelle kein mikroskopisches Aggregat derselben dar, sondern sei ein halbkrystallinischer Rückstand, ein unbestimmtes Silicat, bestehend aus Kieselsäure und allen Basen, welche in den ausgeschiedenen Mineralien vorkommen. Die chemische Zusammensetzung dieses Teiges sei zwar wechselnd und nicht die eines bekannten Feldspaths, da er aber analoge Constitution besitzt, so nannte Delesse ihn einen Feldspathteig (Bull. de la soc. géol. (2) VI. 629). Aehnlicher Ansicht ist Durocher, wenn er auch mit vollem Recht erklärt, dass Porphyr und Granit oft nur als anders geartete Ausbildungsweisen einer und derselben Substanz zu betrachten seien (Comptes rendus XX. 1845. 1282). Naumann, welcher zwar im Allgemeinen die Felsitporphyrgrundmasse als ein kryptokrystallinisches Gemenge aus Feldspath und Quarz ansieht, gesteht dennoch für manche Fälle der Delesseschen Ansicht Richtigkeit zu, dass jene ein »homogenes Gemisch von Feld-

spathsubstanz und Kieselsäure« darstelle (Geognosie II. 682 f.). Man dürfte indessen dem gegenüber mit ziemlicher Gewissheit die Behauptung aussprechen, dass noch nie eine Felsitporphyrgrundmasse unter dem Mikroskop untersucht worden ist, welche sich nicht in ein Gemenge von deutlich unterscheidbarem Feldspath und Quarz aufgelöst hätte.

Was die Quantitätsverhältnisse zwischen Feldspath und Quarz in der Grundmasse anbelangt, so scheinen dieselben verschiedener Art zu sein. Naumann nimmt an, dass in der Regel immer der Feldspath die vorwaltende Substanz sei und die eigentliche Matrix bilde, in welcher kleine, dem Auge unerkennbare Quarztheilchen eingesprengt seien, Emil Wolff dagegen hat früher die Meinung ausgesprochen, dass Kieselsäure fast allein mit Eisenoxyd verunreinigt die Grundmasse ausmache; die in grossem Ueberschuss vorhandene Kieselsubstanz sei zum Theil als Quarz krystallisirt, grossentheils aber durch das Eisenoxyd verhindert worden, eine krystallinische Textur anzunehmen, und bilde mit dem Eisenoxyd eine dichte mehr oder weniger gleichförmige hornsteinähnliche Masse, welche die ausgeschiedenen krystallinischen Mineralien umschliesse. Diese meist roth gefärbte Kieselsubstanz enthalte in der Regel durch die ganze Masse kleine eingesprengte Feldspaththeilchen (Journal f. pract. Chemie XXXVI. 412). Bei der mikroskopischen Untersuchung der Grundmassen sind wohl bis jetzt solche, welche ausschliesslich aus Feldspath oder ausschliesslich aus Quarz bestehen noch nicht beobachtet worden, dagegen sind diese beiden Substanzen in allen möglichen Verhältnissen mit einander verbunden. Es gibt Felsitporphyrgrundmassen, welche zum grössten Theil aus Feldspath bestehen, und welche nur spärliche Quarzkörnchen enthalten, während man andere kennt, in denen der Quarz vorwaltet und gewissermaassen eine Matrix bildet, worin geringere Massen von Feldspathsubstanz vertheilt sind. In der Regel scheint allerdings der Feldspath die quantitativ vorherrschende Substanz zu sein, wie dies auch durch die Ergebnisse chemischer Untersuchungen bestätigt wird: der Kieselsäuregehalt der Grundmasse ist stets zu gross, als dass sie nur aus Feldspath bestehen könnte, dagegen niemals so bedeutend, dass man zur Annahme von fast reiner Quarzsubstanz geführt würde. Delesse bestimmte den Kieselsäuregehalt der Grundmasse im Maximum zu 75 pct. Streng fand

in der Grundmasse zweier rothen Porphyre 74.44 und 76.80 pct. Kieselsäure, diese Grundmassen sind demnach aus vorwaltendem Feldspath und weniger Quarz zusammengesetzt (vgl. Zirkel, Sitzgsber. d. Wiener Akad. d. W. XLVII. 1863. 239).

Die Grundmasse der Felsitporphyre schmilzt trotz ihres Quarzgehaltes vor dem Löthrohr wie der Feldspath allein. Wegen dieser Schmelzbarkeit nannte Daubuisson die Grundmasse, in welcher er richtig ein Gemenge von Feldspath und Quarz vermuthete, Eurit, Gerhard schlug für dieses mikrokrystallinische oder kryptokrystallinische Aggregat von Feldspath und Quarz die Bezeichnung Felsit vor (Abh. d. Berliner Ak. d. W. für 1814 u. 1815. 12), welche von Naumann adoptirt wurde, und welche auch hier festgehalten worden ist. Die Schmelzbarkeit der Grundmasse veranlasste Rammelsberg früher zu der Ansicht, dass dieselbe keine als Quarz ausgeschiedene Kieselsäure besitzen könne. Die so beschaffene Grundmasse wird auch für sich allein ohne ausgeschiedene Krystalle als Gestein gefunden: Petrosilex, Felsitfels, Eurit, Hälleflinta sind dafür übliche Benennungen (vgl. unten).

Das Aussehen der Grundmasse ist ein sehr verschiedenartiges, hervorgebracht durch den mehr oder weniger deutlich-krystallinischen Zustand und die frischere oder zersetztere Beschaffenheit. Sie erscheint bald vollkommen dicht, splitterig-hornsteinähnlich und so hart, dass sie am Stahle starke Funken sprüht und vom Bergkrystall wenig geritzt wird; Felsitporphyre mit solcher Grundmasse hat man Hornsteinporphyre genannt. Eine dichte Grundmasse mit mattem und unebenem Bruch, dennoch aber hart, erzeugt eine andere Abart dieser Porphyrgesteine, die sog. Feldsteinporphyre, deren Grundmasse bedeutend krystallinischer aussieht, als die der Hornsteinporphyre. Diejenigen Gesteine, deren Grundmasse matt, rauh, locker, fast erdig ist, am Stahle keine Funken gibt und vom Messer leicht geritzt wird, hat man als Thonsteinporphyr, Thonporphyr, Argilophyr bezeichnet; dieser abweichende Habitus scheint die Folge von begonnener Zersetzung oder Kaolinisirung der Feldspathsubstanz zu sein, immer aber kann man noch unter dem Mikroskop den Quarz von dem Feldspath unterscheiden. Mit Naumann möchten wir vorschlagen, diese Benennungen oder wenigstens die erste und dritte zu verbannen, welche nur geeignet sind, ganz falsche Vorstellungen zu erzeugen, indem die Grundmasse

der ersten Varietät keineswegs Hornstein, die der letzten keineswegs Thon ist, was sich schon daraus ergibt, dass sie beide vor dem Löthrohr ins Schmelzen zu bringen sind. Ein wesentlicher Unterschied ist auch deshalb zwischen diesen drei im Habitus abweichenden Porphyrgesteinen nicht zu begründen, weil eine und dieselbe Gesteinsablagerung mitunter hier aus sog. Feldsteinporphyr, dort aus Thonsteinporphyr besteht. Der sog. Hornsteinporphyr scheint sich durch ein verhältnissmässig stärkeres Vorwalten des Quarz auszuzeichnen.

Ob der Feldspath der Grundmasse bloss Orthoklas ist, oder ob nicht auch Oligoklas mit ihm verbunden vorkommt, ist noch unentschieden, jedenfalls aber auch schwierig festzustellen. Bei einer Analyse der Grundmasse würde ein relativ hoher Natrongehalt auf die Gegenwart von Oligoklas deuten. Da unter den ausgeschiedenen Krystallen dieser Porphyrgesteine klinoklastische Feldspathe neben dem Orthoklas sehr häufig auftreten, so ist es gewiss nicht unwahrscheinlich, dass dieselben sich auch in der Grundmasse wiederfinden.

Die Farben der Felsitporphyrgrundmasse bieten sehr grosse Verschiedenheiten dar. Als die am häufigsten vorkommenden Farben sind röthlichgrau und hellbraunroth zu bezeichnen, weshalb man sie auch rothe Porphyre genannt hat; weisse Farben sind selten, dagegen erscheinen fleischroth, gelblichweiss, grünlichgrau, perlgrau, aschgrau, auch dunkler graue Nuancen, kastanienbraun, schwärzlichbraun, schwärzlichgrün, schwärzlichgrau; sogar blaue Felsitporphyre sind bekannt. An einer und derselben Ablagerung bleibt die Farbe sich oft sehr wenig gleich; so wechseln in den sächsischen Porphyrdistricten rothe, braune und grüne Farben regellos mit einander ab, es stellen sich Aenderungen in der Farbe so rasch ein, dass man Handstücke schlagen kann, welche verschiedene Farben an sich tragen. Dagegen behalten oft grössere Porphyrablagerungen stetig ihre Farbe bei, z. B. die Felsitporphyre der Nahe und des Donnersbergs. Die rothe Farbe der Porphyre wird entweder durch die entsprechende Farbe des Feldspaths der Grundmasse, oder durch eine innige Beimengung von feinen Eisenrahmschüppchen hervorgebracht, welche man mit dem Mikroskop mitunter deutlich erkennen kann. Die grüne Farbe scheint nach d'Orbigny und Delesse von der innigen Beimengung eines feinvertheilten chloritartigen

Minerals herzurühren, die graugrüne und lauchgrüne Varietät des Felsitporphyr von Halle ist nach Laspeyres durch Eisenoxydulsilicat gefärbt; nach ihm ist die rothe Farbe der Felsitporphyre von Halle durch Umsatz des Eisenoxydulsilicat in Rotheisenstein hervorgebracht, indem sie ursprünglich alle grün gewesen seien. Die sog. Thonsteinporphyre haben meistens lichtere Farben als die Hornsteinporphyre. Die Grundmasse ist mitunter schön gestreift, wie z. B. der Porphyr von Dobritz nach Naumann (Erläuterungen V. 149). Nach v. Cotta verlaufen im Porphyr des Glasbruchs bei Hartha unfern Tharand parallele dunkelbraune Streifen neben orangegelben, welche oft manchfach gewunden und gebogen oder concentrisch um einen Mittelpunkt angeordnet sind (Geol. Wanderungen I. 36). Aehnliches ist am Schneekopf und zwischen Schellbach und Thal im Thüringer Wald der Fall. Die Felsitporphyrmassen zeigen gewöhnlich in ihrem Innern eine dunklere, an ihrer Oberfläche eine lichtere Farbe, welches ohne Zweifel durch die Einflüsse der Verwitterung herbeigeführt wird und vielleicht in einer theilweisen Wegführung des Eisengehaltes beruht. Die Textur der Grundmasse ist durchgehends eine compacte, nur verhältnissmässig selten finden sich cavernöse oder löcherige Varietäten. Im Höllenthal bei Auer in Südtyrol ist der Felsitporphyr zu einer obsidianartigen Masse mit ausgeschiedenen Quarzkrystallen erstarrt.

Was nun die wesentlichen aus der Grundmasse ausgeschiedenen Gemengtheile der Felsitporphyre anbelangt, so ist Betreffs ihrer folgendes zu erwähnen:

Unter den Feldspathen ist der Orthoklas der characteristische, zu welchem sich wie im Granit meist Oligoklas gesellt. Schon durch Farbe, Glanz und Pellucidität unterscheiden sich diese beiden Species von einander, wenn auch die Zwillingsstreifung des Oligoklas nicht sogleich deutlich hervortreten sollte. Die Feldspathe sind bald mit scharfen Grenzen auskrystallisirt, wobei sie deutlich von der Grundmasse getrennt erscheinen, bald aber und zwar in den meisten Fällen bilden sie nur krystallinische Körner, welche mehr oder weniger mit der Grundmasse verwachsen sind, zumal wenn sie nur geringe Grösse erreichen.

Der Orthoklas ist meistens farblos, gelblichweiss bis fleischroth, die Spaltungsflächen sind sehr glatt und glänzen mit starkem Perlmutterglanz. Gewöhnlich sind die Feldspathkrystalle von hellerer

Farbe als die Grundmasse; in den Porphyren zwischen Brixen und Botzen zeigt sich bisweilen um grössere Feldspathkrystalle eine Art von Ring, der heller ist als die Grundmasse. Die grössern Orthoklaskrystalle weisen sehr häufig dieselbe Zwillingsverwachsung nach dem Carlsbader Gesetz auf, wie diejenigen in den porphyrartigen Graniten; sehr flächenreiche Krystalle (mit M, P, T, z, n, y, o, x, u) fand Laspeyres in den Felsitporphyren von Halle a. d. S. Während die meisten Orthoklaskrystalle und Orthoklaskörner nur wenige Linien lang sind, bieten sich ausgezeichnet grosse Orthoklaskrystalle mit schöner Ausbildung dar in den Felsitporphyren vom Lindenberg, Breitenberg, Uebelberg und Abtsberg bei Tabarz, Ilmenau (oft über 2 Zoll lang) im Thüringerwald; in denen von Hundsbach, Kirnach und dem Münsterthal im Schwarzwald, den dunkelcarmoisinrothen aus dem Talferthal bei Botzen, auf welche schon vor mehr denn 60 Jahren L. v. Buch aufmerksam machte, in denen von Bellonchamp im Dép. der obern Saône, wo sie mehrere Decimeter Länge erreichen. Die Oberfläche der eingewachsenen Orthoklaskrystalle ist in Folge der umgebenden dichtern Masse meist glatter als die der granitischen Orthoklase. Die Krystalle sind keineswegs immer rein, mit blossem Auge kann man sich oft bei den grössern davon überzeugen, dass sie Glimmerblättchen, Quarzkörnchen oder Partieen von Grundmasse enthalten, während man in einem dünnen Schliff mit dem Mikroskop beobachtet, dass auch in den kleinsten Krystallen solche eingemengte Partikelchen von Grundmasse eine überaus häufige Erscheinung sind (vgl. S. 64). Die oben erwähnten Orthoklase aus dem Talferthal zeigen in einigen Abänderungen auf den Durchschnitten eine Zusammensetzung aus concentrisch-schaaligen und verschieden gefärbten Lamellen. Merkwürdig ist es, dass die Verwitterung der Feldspathkrystalle nicht nur bisweilen, sondern vielleicht meistens im Innern beginnt: äusserlich haben dann die Krystalle ihr frisches Ansehen, ihren Glanz bewahrt, und das Innere ist mehr oder weniger der Zersetzung unterlegen. So beschreibt Senft zollgrosse äusserlich ganz frisch erscheinende Orthoklaskrystalle aus dem Felsitporphyr des Schneekopfs im Meyersgrund bei Stützerbach am Thüringerwald, welche innerlich zum Theil hohl, zum Theil in eine kalkige Thonmasse umgewandelt sind und dasselbe ist bei den Orthoklaskrystallen aus den Felsitporphyren von Alvensleben bei Magdeburg und von Niederschöna

bei Freiberg der Fall; auch im schwarzwälder Münsterthal beginnt die Zersetzung der Krystalle in der Mitte. Diese Vorgänge bringen oft ein gänzliches Verschwinden der Feldspathmasse und die Bildung eines Hohlraums zu Wege (vgl. z. B. Reuss, Umgebungen von Teplitz und Bilin 1840. 24). Die Grundmasse um die verwitterten Feldspathkrystalle zeigt bisweilen einen grössern Grad von Festigkeit, indem die Umwandlung zu Thon mit einer Kieselsäureausscheidung verbunden war.

Der Oligoklas ist wegen seines Natrongehaltes und der grössern Kleinheit seiner Individuen mehr der Verwitterung unterworfen als der Orthoklas; neben dem frischen und glänzenden Orthoklas erscheint er daher häufig matt und weiss, selbst weich und kaolinartig und in diesem Zustand ist oft die characteristische Zwillingsstreifung nicht sichtbar. Man hielt diesen klinoklastischen Feldspath früher für Albit, bis G. Rose nachwies, dass er Oligoklas sei. Oligoklas und Orthoklas sind bisweilen mit einander verwachsen, wie namentlich Laspeyres von den Felsitporphyren von Halle berichtet; es finden sich Oligoklaskerne in Orthoklaskrystallen, ebenso Oligoklase um oder auf Orthoklas, ähnliche Verhältnisse, wie sie schon bei den Graniten erwähnt wurden. Oligoklasfrei ist z. B. nach v. Richthofen unter denen aus Südtyrol der schöne Felsitporphyr zwischen Branzoll und Auer im Etschthal mit hellfleischrothem Orthoklas, der von Paneveggio, der von den Lastei di Cavia im Thal von San Pelegrino.

Von einigen Forschern ist auch der Sanidin als Gemengtheil gewisser Felsitporphyre beobachtet worden (vgl. unten).

Der Quarz ist es, welcher als ausgeschiedener Gemengtheil vorzugsweise diese Porphyrgesteine characterisirt, die sich durch seine Gegenwart von den quarzfreien Orthoklas- und den meisten Oligoklas-Porphyren unterscheiden, er ist selbst in jenen wenigen Fällen vorhanden, wenn die Orthoklaskrystalle nicht deutlich aus der Grundmasse ausgeschieden sind. Das Gestein von Elfdalen in Schweden, welches in einer felsitischen stark sauern Masse nur Feldspathe, keine Quarze zeigt, macht eine Ausnahme (vgl. darüber unten). Die Menge des ausgeschiedenen Quarz ist allerdings eine sehr verschiedene, sie ist bisweilen nur sehr gering und es gehen durch fortwährendes Sinken derselben derlei Gesteine in quarzfreie Porphyre über (vgl. diese). Ist indessen der Quarzgehalt

eines Felsitporphyr auch nur spärlich, so unterscheidet sich ein solches quarzarmes Gestein dennoch von jenen durch seinen grössern Reichthum an Kieselsäure. L. v. Buch war der erste, der auf die Gegenwart des Quarz in diesen Gesteinen ein unterscheidendes Gewicht legte. Man würde die Felsitporphyre sehr zweckmässig als Quarzporphyre bezeichnen, wenn nicht auch reine Oligoklasgesteine hier und da, allerdings unverhältnissmässig seltener Quarz aufnähmen.

Die Quarze erscheinen zum Theil in hirsekorn- oder erbsengrossen Körnern von graulichweisser und dunkel rauchgrauer Farbe mit einem dem Fettglanz sich nähernden Glasglanz, zum Theil aber auch krystallisirt in Dihexaedern, z. B. am Auerberg bei Stolberg am Harz, bei Zaschendorf in Sachsen, Donnerau in Schlesien, Oberfalkau im Schwarzwald; vollkommen ausgebildete hexagonale Pyramiden fand v. Lidl im Felsitporphyr von Solislau im südwestlichen Böhmen (Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 608), L. v. Buch zwischen Viconago und Marchirolo am Luganer See. Nur höchst selten treten Säulenflächen zu dem Dihexaeder, was schon L. v. Buch auffiel: »Jederzeit Dodekaeder und keine andere Form«. Derartige Combinationen finden sich am Inselsberg im Thüringer Wald, am Berge Four-Labroux unfern Vic-le-Comte in der Auvergne. Auch diese Krystalle sind nur bisweilen scharf, sehr häufig sind Ecken und Kanten abgerundet. Nach Laspeyres sind in den Gesteinen von Halle die Quarze allemal mehr oder weniger ausgebildete Krystalle, dasselbe ist nach den Beobachtungen v. Richthofens in gleicher Weise bei dem südtyroler Felsitporphyr der Fall, auch die Quarze in den Felsitporphyren des Esterel sind fast durchweg krystallisirt, ein bemerkenswerther Gegensatz zu denen der Granite. Selten erreicht die Grösse der Quarze die einer Haselnuss, wie im Porphyr von Kirbach in Sachsen (Naumann Erläuter. II. 90). Gewöhnlich sind, wenn die Feldspathkrystalle, dann auch die Quarze verhältnissmässig gross ausgebildet. Auch die Quarze enthalten Theile der Grundmasse eingemengt. Von den ursprünglichen Quarzen sind die secundären scharf zu unterscheiden.

Der Glimmer, welcher ohne Zweifel der seltenste dieser Mineralausscheidungen ist, stellt hexagonale Täfelchen oder Säulchen dar, meistens von dunkler schwarzer oder tombakbrauner, selten von heller silberweisser oder gelber Farbe (z. B. in den Porphyren von

Neutz und der Dölauer Haide bei Halle); die Angabe von G. Rose, dass im Felsitporphyr nur schwarzer Magnesiaglimmer vorkomme, ist daher nicht als allgemein gültig zu betrachten. Naumann macht darauf aufmerksam, dass in den glimmerhaltigen rothen Porphyren sehr häufig die dunkeln Glimmerblättchen von einer ausnahmsweise licht gefärbten Feldspathzone eingefasst werden, gleichsam als ob das Eisenoxyd bei der Bildung des Glimmers concentrirt und verwandt worden sei; diese Erscheinung zeigt sich z. B. bei den Gesteinen von Siebenlehn unweit Freiberg. Der Felsitporphyr von Autun zwischen Chisey und Saulieu enthält in ausgezeichneter Weise Quarz, Orthoklas, Oligoklas und Glimmer ausgeschieden. Die Hornblende, welche in den quarzfreien Porphyren eine grosse Rolle spielt, lässt sich wohl kaum unter den ausgeschiedenen wesentlichen Gemengtheilen der quarzhaltigen aufführen, indem sie nur in wenigen Fällen beobachtet worden ist; sehr kleine Hornblendesäulchen liegen in grosser Anzahl neben Quarzkörnern im Porphyr des Djebel Katharina am Sinai; der schöne Porphyr von Calamento im südlichen Tyrol umschliesst ebenfalls Hornblende neben grossen wasserhellen Quarzkörnern und zahlreichen ziegelrothen Feldspathkrystallen. Die als hornblendehaltige Felsitporphyre geltenden blauen Gesteine von Agay im Esterelgebirge in Frankreich sind Trachyte. Der ausgezeichnete Felsitporphyr, aus dem in den Pyrenäen die gewaltige Masse des doppelgipfeligen Pic du Midi d'Ossau (welcher auch der Pic du Midi für Pau ist) besteht, führt in manchen Abänderungen inmitten seiner grünlichgrauen Grundmasse neben Quarz, beiden Feldspathen und Glimmer auch Hornblende; eigenthümlich ist eine Varietät, bestehend aus einer lichtgrünlichen splitterigen, hornsteinähnlichen Felsitmasse, in welcher nur ganz winzige Quarzkörnchen und sehr stark glänzende silberweisse scharfbegrenzt sechsseitige Glimmerblättchen ausgeschieden sind.

Es ergibt sich hieraus, dass die Felsitporphyre wesentlich dieselben Mineralien ausgeschieden enthalten, aus welchen die Granite zusammengesetzt sind und die Annahme, dass auch die Grundmasse immer ein Gemenge derselben Mineralien (vielleicht mit Ausnahme des Glimmers) darstellt, gewinnt dadurch an Wahrscheinlichkeit. Dieselbe Mineralcombination wiederholt sich getreu bei den sauersten Gliedern der jüngern trachytischen Gesteine, welche in ihrer Textur vorzugsweise dem Felsitporphyr, fast nie dem Granit ähn-

lich sehen. Die wenigen hornblendehaltigen Felsitporphyre verhalten sich zu den hornblendefreien, wie die Syenitgranite zu den Graniten.

Das Mengenverhältniss, in welchem die ausgeschiedenen Krystalle zu der Grundmasse stehen, ist ein sehr wechselndes. In manchen Felsitporphyren walten die eingesprengten Gemengtheile so vor, dass die dicht erscheinende Grundmasse fast ganz zwischen ihnen zurückgedrängt ist und das Gestein sich immer mehr dem granitischen Habitus nähert, in andern Gesteinen halten sich Grundmasse und krystallinische Einsprenglinge nahezu das Gleichgewicht, noch andere zeigen das dem ersterwähnten entgegengesetzte Extrem, dass nur sehr wenige Quarze, Feldspathe und Glimmerschuppen in der quantitativ sehr vorwaltenden Grundmasse ausgeschieden sind; man könnte demgemäss krystallreiche und krystallarme Felsitporphyre unterscheiden, von denen die letztern sich dem Felsitfels, der Hälleflinta nähern. Bisweilen ist in einer und derselben Ablagerung der Felsitporphyr hier als krystallarmer, dort als krystallreicher ausgebildet. Die krystallarmen Varietäten finden sich vorzugsweise nahe an Grenz- und Contactflächen gegen andere Gesteine, wie dies namentlich an Gängen zu beobachten ist, welche in der Mitte krystallreich, an den Saalbändern krystallarm sind. So erwähnt z. B. Krug von Nidda von den Felsitporphyrgängen im Gneiss von Klein-Schmalkalden, dass an den Saalbändern eine dichte Masse ohne Krystallausscheidungen sich findet, in der Mitte des Ganges grosse schöne Feldspath- und Quarzkrystalle aus der Grundmasse hervortreten (Karstens u. v. Dechens Archiv 1838. XI. 22). Bei den Elvangängen in Cornwall erscheinen so die Krystallausscheidungen deutlich in der Mitte, während sich die Grundmasse gegen das Nebengestein hin frei davon zeigt (Henwood, on the metalliferous deposits of Cornwall 52). Dasselbe berichtet v. Cotta von dem Felsitporphyrgang bei Dippoldiswalde unweit Dresden (Geologische Fragen 38). Ein sehr krystallreicher Felsitporphyr ist der jüngere Porphyr von Halle, der vom Lorbeerberg in Schlesien, vom Lindenberg im Thüringer Wald; krystallarme Felsitporphyre sind z. B. die in der Gegend von Freiberg aufsetzenden Gänge, die Porphyre von Zottewitz und Gävernitz in Sachsen. Bei den Felsitporphyren von Ilmenau im Thüringer Wald beschreibt C. v. Fritsch krystallreiche und krystallarme Varietäten. Die Porphyre von Rokitzan

und Lhota in der böhmischen Silurformation bestehen z. Th. nur aus einer felsitischen Masse ohne krystallinische Einsprenglinge zu zeigen, sind indessen anderntheils ächte Felsitporphyre.

An accessorischen Gemengtheilen sind die Felsitporphyre im allgemeinen arm und ein Theil von denjenigen, welche in ihnen erscheinen, dürfte Zersetzungs- und Umwandlungsproducte sein. Man kennt:

Eisenkies, welcher besonders in der Nähe der im Porphyr aufsetzenden Erzgänge sich einstellt, vielfach in den sächsischen Porphyrdistricten; Eisenglanz in kleinen Blättchen; Magneteisenerz; Eisenrahm, welcher die Grundmasse roth färbt und auch die Hohlräume der Porphyre bekleidet.

Granat (z. B. Gegend von Westewitz zwischen Leissnig und Döbeln in Sachsen, Hohenstein am südlichen Rande des Harzes, Liedermont bei Düppenweiler um Saarbrücken); Epidot (in der Umgegend von Ilmenau im Thüringerwald); Turmalin in den Elvan genannten Felsitporphyrgängen Cornwalls; violetten Flussspath im Porphyr des Sandfelsens bei Halle.

Chlorit; Pinguit; Pinit in manchen Porphyrdistricten verbreitet, z. B. im Schwarzwald in 1—2 Linien langen scharfkantigen Säulchen, bei Rauhmünzach im Murgthal, bei Langensee und Gresgen im Wiesenthal, bei Dezelen im Steinathal, bei Kutterau unweit St. Blasien, besonders häufig in der Umgegend von Baden (Pinitporphyr); Penig in Sachsen, in den Cevennen und in zollgrossen Krystallen zu St. Pardoux in der Auvergne; Pinit führt auch der verwitterte Porphyrgang, welcher in Cornwall quer über die Strasse von St. Austell nach Grampound setzt. Kalkspath in Körnern selten, z. B. bei Blankenstein in Böhmen, am Ballon von Giromagny in den Vogesen. Ob die an Zeolithen (Stilbit, Mesotyp, Skolezit, Laumontit, Prehnit) reichen Porphyre der chilenischen Anden, welche Domeyko erwähnt (Ann. des mines (4) IX. 1846. 9) wirklich hierher gehören, dürfte noch unentschieden sein.

Reicher sind die Felsitporphyre an accessorischen Bestandmassen, welche in der Form von Mandeln, Nestern, Schnüren und Adern auftreten. Die Mandeln und Geoden bestehen aus Kalkspath, Quarz, Chalcedon, Hornstein, Achat, Jaspis, Amethyst, auch Trümer und Adern von kieseligen Mineralien durchschwärmen sehr häufig das Gestein, und es finden sich in ihnen nicht selten

schöne Drusen von Bergkrystallen und Amethysten (nach Senft ausgezeichnet am Ringberg bei Ruhla und bei Brotterode im Thüringerwald, ferner am Struthwalde zwischen Oederan und Chemnitz); das Nebengestein solcher Quarzadern ist auch bisweilen mehr oder weniger deutlich verkieselt. Auf secundären Quarzüberzügen in Hohlräumen der Porphyre von Halle fand Laspeyres kleine tafelartige, an den Seiten durch Oktaeder zugeschärfte Krystalle von Anatas. Nester und Trümer von Steinmark sind keine seltene Erscheinung, z. B. bei Rochlitz in Sachsen. Hausmann beschreibt scharf abgegrenzte knollige Nieren von Graphit in den hellgrauen Felsitporphyren des Harzes, welche die Grösse von einigen Zollen erreichen. Auch Nester von Baryt, von Flussspath (in den Porphyren des Nahethals bei Kreuznach, des Giebichensteins und Petersbergs bei Halle) und von einigen Erzen, wie von Eisenglanz, Rotheisenstein und Manganerzen (Ringberg bei Eisenach, Mönchberg bei Ilfeld am Harz) hat man beobachtet. Die Klüfte des Porphyr sind manchmal mit Eisenoxydhydrat, mit einem steinmark- oder grünerdeartigen Mineral erfüllt und zeigen bisweilen schöne Mangandendriten.

Eine übersichtliche Zusammenstellung der accessorischen Gemengtheile und Bestandmassen findet man in G. Leonhards Werk »die quarzführenden Porphyre 1851«, welches als eine allseitig erschöpfende Monographie dieser Gesteine für eingehendere Studien empfehlenswerth ist.

Die Textur der Felsitporphyre ist also im allgemeinen eine porphyrartige. Neben derselben erscheint nun noch eine reiche Verschiedenheit von andern Texturverhältnissen, man kennt drusige, sphärolithische, lagenförmig ausgebildete, schieferige Felsitporphyre.

Die drusigen oder porösen Felsitporphyre, die sog. Mühlsteinporphyre sind von unregelmässig gestalteten, mehr oder weniger grossen Höhlungen und Drusenräumen durchzogen. Die Innenwände dieser Hohlräume, durch welche das Gestein ein zerfressenes und rauhes Ansehen gewinnt, sind häufig mit einer dünnen Chalcedon- oder Hornsteinschaale bekleidet, auf welcher sich Bergkrystalle oder Amethyste angesetzt haben; über diesen Krystallen haben sich manchmal noch Kalkspath, Flussspath oder Eisenglanz ausgebildet, wodurch oft der innere Hohlraum sehr beschränkt worden ist; es entstehen alsdann mandelsteinartige Varie-

täten, von denen schon oben die Rede war; diese Mineralabsätze in den Hohlräumen sind offenbar secundärer Entstehung. Derlei cavernöse Felsitporphyre, welche hier und da zu Mühlsteinen verwendet werden, finden sich im Tannebergsthal im Erzgebirge, im Thüringerwald an manchen Punkten, wie in dem Ungeheuer- und Lauchegrund am Inselsberg, bei Oberhof, Crawinkel, am Dellberg bei Suhl, am Regenberg bei Friedrichsrode; im Fichtelgebirge bei Höchstedt und Heidelheim; im Odenwald bei Ziegelhausen; im Schwarzwald bei Marzell u. s. w. An sehr vielen dieser Punkte sind die drusigen Felsitporphyre mit sphärolithischen sehr eng verbunden. Bisweilen erscheinen die Hohlräume regelmässig gestaltet und zeigen durch ihren Umriss, dass sie durch Auflösung und Wegführung von Feldspathkrystallen entstanden sind. Am Raubschlösschen bei Weinheim sind nach Blum (Lithologie 240) die Feldspathkrystalle nicht ganz weggeführt, sondern nehmen den Raum, den sie früher vollständig erfüllten, als eine poröse Masse ein.

Die sphärolithische Textur dieser Gesteine ist sehr verschiedener Ausbildung fähig. Meistens liegen in der Porphyrgrundmasse neben den ausgeschiedenen Krystallen viele kleine Kügelchen, welche die Dicke eines Hirsekorns oder einer Erbse erreichen und im Innern eine concentrisch-schaalige, auch wohl radial-faserige Zusammensetzung zeigen, von denen namentlich die letztere characteristisch ist. Bisweilen haben die Kügelchen im Innern eine Höhlung, deren Wandung mit einer feinen Quarzschicht oder mit zarten Bergkryställchen überzogen ist, und es ist klar, dass auf diese Weise der sphärolithische Felsitporphyr in den drusigen und cavernösen übergeht. Liegen sehr viele dichte Kügelchen in der Grundmasse, so erhält dieselbe dadurch oft ein ganz rogensteinartiges Aussehen. Es scheint, dass diese Kügelchen einen grössern Kieselsäuregehalt besitzen, als die umgebende Grundmasse, denn sie sind beträchtlich härter und schmelzen viel schwerer vor dem Löthrohr. Ein Theil der Bildungen, welche als Sphärolithe aufgeführt werden, ist offenbar nichts anderes als das Product einer allmählich erfolgten Ausfüllung von Drusen- und Hohlräumen und diese sind eigentlich nicht mit diesem Namen, sondern als ächte Mandeln zu bezeichnen und von denjenigen Kügelchen scharf zu unterscheiden, deren Ausscheidung eine ursprüngliche, mit der Entstehung des Gesteins verknüpfte ist. Letztere besitzen eine unverkennbare

Aehnlichkeit mit denjenigen, welche in manchen Obsidianen, Pechsteinen, Perliten sich entwickelt haben und welche sämmtlich — worauf auch Krug von Nidda aufmerksam machte (Karstens Archiv XI. 25) — nach Entstehungsweise und Ausbildung den sog. Krystalliten im Glase, dem Réaumurschen Porzellan zu vergleichen sind.

Doch kommen auch grössere Kugelbildungen in diesen Felsitporphyren vor, welche man alsdann Kugelporphyr zu nennen pflegt. Diese Kugeln, welche die Dicke einer Wallnuss erreichen, und bis zu Kopfgrösse anschwellen, sind gewöhnlich von einer Hornsteinschaale umgeben und ihr Inneres besteht entweder gänzlich aus concentrisch abwechselnden Schaalen von Jaspis, Chalcedon, Carneol oder sie umschliessen einen Hohlraum, welcher gleichfalls mit Krystallen von Quarz, Amethyst, Kalkspath, Flussspath und Eisenglimmer bekleidet ist. So gut man auch die dichten Kugeln und die rundlichen cavernösen Hohlräume auseinander halten kann, so gehen doch durch den im Innern der Kugeln sich entwickelnden Hohlraum beide in einander über, so dass es oft unentschieden bleiben muss, ob eine hohle Kugel oder ein Drusenraum vorliegt. Manchmal sind die dichten Kugeln nach Art der Septarien zerspalten und die Spalten alsdann ebenfalls mit den erwähnten Mineralien erfüllt. Nach Streng findet sich im Harz ein Porphyr, in dessen lichtgelber oder violetter Masse zahlreiche Kugeln bis zur Grösse eines Zolls liegen, welche schöne Rundung und scharfe Abgrenzung von der Grundmasse zeigen. Aus dem Thüringerwald erwähnt Senft Kugelporphyre von grosser Schönheit und Mannichfaltigkeit am Meisenstein (3 Stunden östlich von Eisenach, 1 von Ruhla), am Regenberg und Spiessberg bei Friedrichsrode, an der Kniebreche bei Kleinschmalkalden, am Schneekopf und Langenrain bei der Schmücke. Die vom Schneekopf wurden auch von Krug v. Nidda beobachtet (Karstens und v. Dechens Archiv 1838. XI. 25). Nach Credner gibt es im Thüringerwald drei Kugelporphyrzüge: von Oberhof über den Schneekopf bis zur Ilm, vom Mösberg bis zum Rumpelsberg bei Elgersburg, von Gräfenhain über den Burzel bis Dörrberg (Schulze's Heimathskunde, Gotha 1847).

Bekannt ist der Kugelporphyr (Pyroméride, Porphyre Napoléon) von der Insel Corsica, welcher sich gangweise um Ozani und Girolata, am Monte Pertusato, bei Curzo, Elbo, Bocca-Vignola u. s. w. findet; bei Fornaci erreichen die Kugeln einen Durchmesser von

0.40 M. Vogelsang beobachtete, dass sich die Kugeln nach den Saalbändern der Gänge zu anhäufen, während die Mitte fast gänzlich frei davon ist. In den Vogesen erscheinen solche Gesteine (Pyromeride) hauptsächlich am Rauhfels bei Wuenheim; die bis zu 2 Centimeter grossen graulichen Kugeln bestehen entweder aus Orthoklas und Quarz oder aus einer homogen erscheinenden Masse, in welcher Delesse 88.09 pct. Kieselsäure fand; sie sind von einer dünnen Quarzhülle umgeben und lösen sich leicht von der etwas heller gefärbten Grundmasse ab. Nach Delesse entwickeln sich solche Kugeln nur in sehr stark sauren Gesteinen; dieser aussergewöhnliche Kieselsäuregehalt soll später zugeführt worden sein, und so seien selbst aus der Grauwacke der Uebergangsformation Kugelporphyre hervorgegangen. Auch Domeyko erwähnt Porphyrgesteine mit Jaspis- und Chalcedonkugeln aus den chilenischen Anden.

Die lagenförmige oder gestreifte Textur wird bei den Felsitporphyren dadurch hervorgebracht, dass Quarz und Feldspath sich mehr von einander gesondert und in einzelne Schichten angesammelt haben (in ausgezeichneter Weise bei Klein-Schmalkalden, Tabarz, Asbach im Thüringerwald, bei Wechselburg und in der Gegend von Dobritz in Sachsen). Die einzelnen Quarzlagen, welche auf diese Weise in unter sich parallelem Verlauf in der fast nur aus Feldspath bestehenden Masse angeordnet erscheinen, sind meistens so dünn wie Papier, wodurch oft eine vollständig granulitähnliche Beschaffenheit erzeugt wird. Die Lagen sind nicht immer ebenflächig ausgedehnt, oft wellig gebogen und hin und her gewunden, mitunter auch fein gekräuselt. Manchmal sind es gar keine stetig anhaltenden Lagen von Quarz, sondern es finden sich nur einzelne feine Quarzkörnchen in parallelen Ebenen in grosser Menge angesammelt und zwischen diesen Ebenen liegt dann eine fast quarzfreie Feldspathmasse. Durch beide Ausbildungsweisen wird indessen eine vollständige Paralleltextur oder Schiefertextur hervorgerufen, welche sich auf dem Querbruch des Gesteins als bandartige Streifung sehr deutlich zu erkennen gibt und an jene ähnliche merkwürdige Erscheinung bei den lamellaren Quarztrachyten erinnert, höchst ausgezeichnet z. B. bei gewissen rothen und violetten Felsitporphyren von Fréjus im Esterel. Sind die einzelnen Quarzlagen nicht allzufest mit den Feldspathlagen verwachsen, so kann man das Gestein parallel mit ihnen ziemlich leicht spalten. Mit Heim könnte

man die aus sehr feinen solchen Lagen bestehenden Porphyre Papierporphyre nennen. Die Porphyre mit dickern Lagen heissen auch wohl Bandporphyre, zumal, wenn die Lagen nebenbei etwas von einander abstechende Farben besitzen. Die krystallinischen Einsprenglinge treten in diesen schieferigen Porphyren sehr zurück, die Quarz- und Feldspathkörner, welche in den Feldspath- und Quarzlagen erscheinen, sind nur sehr spärlich und klein. Nach Senft kommt sogar eine concentrisch-schaalige Anordnung der abwechselnden Quarz- und Feldspathlagen vor, welche einen festen Kern einschliessen, so dass der Durchschnitt dem eines versteinerten Baumstamms ähnlich sieht (in sehr schöner Ausbildung am Meisenstein, am nordwestlichen Abhange des Thüringerwaldes, Charact. d. Felsarten 196).

Es verdient bemerkt zu werden, dass diese geschieferte Textur der Felsitporphyre sich hauptsächlich an den Grenz- und Contactflächen gegen das Nebengestein hin findet und sie ist in diesem Falle wohl vorzugsweise als eine Wirkung des Drucks gegen diese Widerstandsflächen und nicht als ein Resultat der Umwandlung schieferiger Gesteine aufzufassen. (Vgl. darüber die Bemerkungen Daubs in seiner Abhandlung über die Porphyre des Münsterthals, N. Jahrb. f. Min. 1851. 11.) Ueber diese genetischen Verhältnisse wird später bei der Frage nach der Bildungsweise der Porphyre ausführlicher die Rede sein. Die Schieferungsfläche ist in den Porphyrgängen meistens den Saalbändern, in den deckenartigen Porphyrablagerungen der Auflagerungsfläche parallel. Bei manchen Porphyrablagerungen tritt indessen die schieferige Textur nicht nur an den Grenzen, sondern auch an einzelnen zerstreuten Stellen innerhalb des Gebietes auf, ja man kennt Porphyrablagerungen, in denen sie allgemein verbreitet ist. Naumann macht auf den Umstand aufmerksam, dass bei säulenförmig zerklüftetem Porphyr die Schieferung unter constanten Winkeln ungestört durch die Säulen hindurchgeht, woraus sich folgern lasse, dass die Säulenbildung erst später nach der Festwerdung des Porphyr eingetreten sei.

Punkte, wo diese schieferige Textur sich sehr deutlich entwickelt findet, sind: die Porphyre von Dobritz, südwestlich von Meissen, der Porphyr westlich von Wechselburg in Sachsen; bei Asbach in der Gegend von Klein-Schmalkalden, bei Tabarz und am Meisenstein bei Winterstein im Thüringerwalde; am Wagenberg bei

Weinheim im Odenwald; im schwarzwälder Münsterthal; die Porphyre in der böhmischen Silurformation von Branov, Thiergarten, Rostock, Karlsdorf weisen sie gleichfalls auf.

Auch durch Farbenverschiedenheit wird häufig wenigstens eine Andeutung einer Paralleltextur zu Wege gebracht. Es erscheinen verschieden gefärbte Flecken, Flammen oder Streifen, welche bei gänzlich unregelmässiger Begrenzung dennoch eine Streckung nach einer und derselben Richtung zeigen. Nach Naumann kommt diese, übrigens keineswegs seltene Ausbildung sehr ausgezeichnet an manchen Porphyrbergen zwischen Wurzen und Eilenburg, bei Lüptitz und Hohburg in Sachsen vor (Geognosie II. 687). Ebenfalls erzeugt die sphärolithische und cavernöse Textur manchmal dadurch ein Parallelgefüge, dass die sphärolithischen Körner in einzelnen Zonen von parallelem Verlauf vorzugweise aufgehäuft sind oder die Hohlräume sämmtlich nach einer Richtung hin plattgedrückt erscheinen, wie dies in einigen der vorhin erwähnten sphärolithischen und drusigen Felsitporphyre deutlich zu beobachten ist.

Manche Porphyre enthalten scheibenförmige oder platt linsenförmige Concretionen meistens von lichtölgrüner Farbe, deren Substanz eine steinmarkähnliche ist, oder auch an Talkschiefer und Thonschiefer erinnert. Selten zwei Zoll an Grösse überschreitend, sind sie nicht immer scharf begrenzt, oft scheint ein Uebergang in die umgebende Grundmasse stattzufinden. Indem diese Concretionen alle nach einer Richtung flachgedrückt sind, bringen sie gleichfalls eine gewisse Paralleltextur hervor. Sie bedürfen noch einer genauern Untersuchung; man hat sie bisweilen für Schieferfragmente gehalten, was sie wohl schwerlich sein dürften; merkwürdig ist jedenfalls, dass sie in einigen Porphyrablagerungen vorwiegend gegen die Grenze der umgebenden Gesteine hin auftreten. Man kennt sie z. B. in dem Porphyr von Rochlitz, in dem zwischen Oederan und Chemnitz, vom Sperlingsberg bei Gebersdorf in der Grafschaft Glatz, von wo sie Zobel und v. Carnall beschreiben, und von Lhota in der böhmischen Silurformation, wo neuerdings Feistmantel sie beobachtete. Der sog. Kattunporphyr (Fleckenporphyr) aus dem Thale der Würschnitz zwischen Leukersdorf und Jahnsdorf bei Chemnitz enthält in seiner rothen Grundmasse wurmförmige Flecken von weisser Farbe und fast erdiger Beschaffenheit, welche ebenfalls durch Concretionen hervorgebracht werden. In der Mitte umschliessen

diese Concretionen eine dünne Lamelle von dunkel-rauchgrauem Quarz.

Auf Grund der krystallinischen Ausscheidungen könnte man die Felsitporphyre unterscheiden in:

a) Gewöhnlichen Felsitporphyr, die häufigste Varietät, welche Quarz, Orthoklas und Oligoklas ausgeschieden enthält.

b) Oligoklasfreien Felsitporphyr, welcher nur Quarz und Orthoklas ausgeschieden enthält. Einige Felsitporphyre aus Südtyrol (vgl. S. 537) und die vom S. Francisco in Montevideo sind z. B. solche Gesteine (Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 375).

c) Glimmer-Felsitporphyr, diejenige Varietät, welche deutliche Glimmerblättchen neben dem Quarz und Feldspath besitzt; dahin gehört z. B. der Porphyr vom Donnersberg in der Pfalz, welchen Naumann (Geognosie II. 677) nach den Beobachtungen von Warmholz, Steininger und Gümbel als quarzfreies Gestein aufführt, der granatführende von Liedermont bei Düppenweiler in der Gegend von Saarlouis, die Kuppe an dem Hofbach bei Gornhausen südwestlich von Berncastel auf der rechten Seite der Mosel, wo in einer grauen und röthlichbraunen, feinsplitterigen und höchst harten Masse sehr zahlreiche grosse Tafeln schwarzen Glimmers, wenige Feldspathe und einzelne wasserhelle Quarzkörner liegen. Sechsseitige Tafeln von Magnesiaglimmer fehlen nur wenigen der Felsitporphyre aus der Umgegend von Ilmenau im Thüringerwald.

Sanidin-Quarzporphyr nennt Jenzsch eine Varietät des Felsitporphyr von Zwickau, deren farblose Feldspathkrystalle mit stark glänzenden Spaltungsflächen ein sanidinähnliches Ansehen haben. Nach H. Müller enthält ein Porphyrgang bei Oederan in einer röthlichweissen bis röthlichgrauen thonsteinartigen Grundmasse ausser vielen erbsengrossen Quarzkörnern unzählige $\frac{1}{8}$—1 Z. grosse, meist scharfe ausgebildete Krystalle von Orthoklas, gewöhnlich als Carlsbader Zwillinge, sowie fast ebenso häufig erbsen- bis haselnussgrosse Körner, seltener Krystalle von noch frischem glänzendem, jedoch sehr rissigem und leicht zerbröckelndem Sanidin. Fr. Sandberger fand auch die Porphyre von Baden-Baden sanidinhaltig. v. Richthofen erwähnt in den südtyroler Felsitporphyren Varietäten mit weissen und durchscheinenden, dem Sanidin nicht unähnlichen Orthoklasen, z. B. bei San Pelegrino, in der Umgegend von Cava-

lese. Nach Laspeyres erscheinen in dem jüngern Felsitporphyr, welcher bei Halle vom Petersberge gegen Südosten nach Schwärtz zieht (namentlich bei Schwärtz, Niemberg und Brachstädt), monokline Feldspathe von vollkommener Durchsichtigkeit, Farblosigkeit, ausgezeichneter Spaltbarkeit mit Glasglanz, welche er gleichfalls für Sanidin erklärt. Am Mühlberg bei Schwärtz zeigt sich im völlig frischen Porphyr nur Sanidin und Oligoklas, in andern Abänderungen enthalten die grössern monoklinen Krystalle einen Kern von farblosem, durchsichtigem Sanidin, welcher nach aussen zu einen sanften Uebergang, ohne plötzliche Verwachsungsgrenze in röthlichweissen, nur durchscheinenden Orthoklas darbiete; in einer dritten, durch Uebergänge verknüpften Abänderung erscheint nur Orthoklas. Laspeyres folgert, dass hier der Sanidin zu Orthoklas durch Verwitterung umgewandelt sei, und knüpft daran die Bemerkung: »dass die jüngsten plutonischen und die vulkanischen Gesteine vor allem Sanidin enthalten, die mittelalten (Porphyre u. s. w.) nur sehr selten, die ältesten (Granite u. s. w.) gar nicht, erklärt sich somit sehr einfach. Die Verwitterung oder der Umsatz von Sanidin in Orthoklas hat in den ersten Gesteinen noch nicht Zeit genug gehabt, während sie in den zweiten fast ganz, in den dritten vollkommen ihre Bestrebungen realisiren konnte. Demnach ist es sehr wahrscheinlich, dass aller Orthoklas in krystallinischen Gemenggesteinen früher Sanidin war und nur durch den Zahn der Zeit Orthoklas geworden ist.« Wenn auch hier und da Sanidin in eine trübe, orthoklasähnliche Masse umgewandelt sein mag, so lassen sich doch gegen diese allgemeinen Folgerungen einige Bedenken erheben. Zeit genug hatten wohl auch zahlreiche trachytische Gesteine um ihren glasigen und rissigen Sanidin in Orthoklas umzuwandeln und dennoch findet man stets den erstern, nie den letztern Feldspath in ihnen, selbst nicht in denjenigen, welche die deutlichsten Spuren der Verwitterung an sich tragen; bei der langen Dauer, welche Laspeyres für diesen Process anzunehmen scheint, sollte man erwarten, hier und da noch einen Granit, namentlich unter den jüngern zu finden, der wenigstens noch eine Spur von Sanidin bewahrt hätte; die verwitterte Natur der Orthoklase müsste sich übrigens auch in der chemischen Beschaffenheit und dem Aussehen ihrer Masse kund geben, die frischen Orthoklase mit ihren stark spiegelnden Spaltungsflächen und ihrem fehlenden Wassergehalt

sehen aber nicht so aus, als ob sie langwierige Umwandlungsprocesse durchgemacht hätten.

Unter dem Namen Biotitporphyr beschreibt Jokély Gesteine aus dem mittlern Böhmen, welche in einer äusserst feinkörnigen bis dichten, aus Feldspath, Quarz und Glimmer bestehenden Grundmasse blos dunkeln Glimmer in Schuppen und wohlausgebildeten sechsseitigen Tafeln, keinen Quarz und keinen Feldspath umschliessen; sie stehen einerseits mit gewöhnlichen Felsitporphyren, andererseits mit Granitporphyren in enger Beziehung.

Chemische Analysen von Felsitporphyren besitzen wir in ziemlich grosser Anzahl; 30 davon verdanken wir allein dem Eifer Strengs.

I. Grundmasse des Felsitporphyr aus dem untern Holzemmenthal im Harz. Streng, N. Jahrb. f. Min. 1860. 152.

II. Hellfleischrother quarzreicher Felsitporphyr von Dobritz bei Meissen mit Paralleltextur. Rentzsch, die Pechsteine, 1860. 36. Spec. Gew. 2.49.

III. Felsitporphyr von Falkenstein am Donnersberg in der Pfalz. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 1. Aufl. II. 1662.

IV. Grauer Felsitporphyr vom Sandfelsen bei Halle mit röthlichem Orthoklas, weissem Oligoklas, Quarz (Glimmer und Flussspath). E. Wolff, Journ. f. pract. Chemie XXXIV. 1845. 195. Spec. Gewicht 2.643.

V. Brauner, sog. Hornsteinporphyr vom Kuckhahnthal bei Sachsa im Harz mit wenig Feldspath und Quarz, frisch und unzersetzt aussehend. Streng, N. Jahrb. f. Min. 1860. 147. Spec. Gew. 2.60.

VI. Grauweisser Felsitporphyr vom linken Abhang des Bodethals unterhalb Lucashof mit ziemlich viel Quarz, frischem Orthoklas, mattem Oligoklas. Streng, ebend. 1860. 267. Spec. Gew. 2.66.

VII. Grüner Felsitporphyr vom Mühlberge bei Schwärtz unweit Halle, mit farblosem Sanidin, Oligoklas, Quarz, seltenem Glimmer; enthält noch Spuren von Baryt, Lithion, Titansäure, Phosphorsäure. Laspeyres, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 426. Spec. Gew. 2.5829.

VIII. Dunkelgraugrüne Grundmasse von VII. Laspeyres ebendas. 428.

IX. Felsitporphyr mit chocoladenfarbiger Grundmasse, fleischrothen Orthoklaszwillingen und Quarzkrystallen von Nyholmen bei Christiania. Kjerulf, das Christiania-Silurbecken 1855. 4.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure . .	74.44	76.92	81.05	70.85	75.83
Thonerde . . .	13.51	12.89	11.49	14.12	13.19
Eisenoxyd . . .	—	1.15	—	2.72	—
Eisenoxydul . .	2.25	—	2.28	—	2.23
Manganoxydul .	—	—	—	—	0.19
Kalk	1.19	0.68	0.40	1.62	1.01
Magnesia . . .	0.01	0.98	0.40	—	0.46
Kali	5.31	4.27	2.07	3.57	7.87
Natron	1.40	0.68	2.56	5.23	—
Wasser	1.34	1.97	0.93	0.65	0.55
	99.45	99.54	101.18	98.76	101.33

	VI.	VII.	VIII.	IX.
Kieselsäure . .	67.54	72.24	74.41	75.19
Thonerde . . .	14.97	13.63	13.39	10.86
Eisenoxydul . .	5.14	3.05	3.08	3.21
Manganoxydul .	0.02	0.13	0.30	—
Kalk	2.84	0.95	1.38	0.48
Magnesia . . .	1.30	0.66	0.50	0.36
Kali	4.58	5.24	4.18	3.08
Natron	2.28	2.95	3.27	3.98
Wasser . . .	1.08	Glühverl. 1.05	Glühverl. 0.93	0.71
	C̈ 1.22	Feuchtigk. 0.21	Feuchtigk. 0.11	—
	100.97	100.11	101.55	97.87

Streng hat von zwei sog. rothen Porphyren des Harzes Bauschanalysen und Analysen der Grundmassen angestellt, aus denen sich das Resultat ergibt, dass die Grundmasse fast genau dieselbe Zusammensetzung hat, wie das ganze Gestein: er berechnet darnach in der Grundmasse des oligoklasführenden Felsitporphyr aus dem untern Holzemmenthal (Analyse I) 29 Quarz, 54 Orthoklas, 17 Oligoklas; in derjenigen des oligoklasfreien aus dem Thal der geraden Lutter oberhalb Lauterberg 35 Quarz und 65 Orthoklas. Der verwitterte graue Felsitporphyr vom linken Abhang des Mühlenthals bei Elbingerode enthält dagegen in der Grundmasse 72.44, im ganzen Gestein nur 68.74 Kieselsäure. Auch Laspeyres hat von dem grünen Felsitporphyr von Schwärtz bei Halle eine Bauschanalyse (VII) und eine Analyse der Grundmasse (VIII) angestellt, welche unter einander fast gar nicht abweichen. Der Thonerdegehalt ist

in VIII gegen die Monoxyde etwas geringer als in VII, die Feldspathe der Grundmasse sind noch frischer als die ausgeschiedenen; Kali wiegt gegen Natron in VII mehr vor als in VIII, daher der Oligoklasgehalt der Grundmasse etwas grösser; indem er aus dem gesammten Kaligehalt den Orthoklasgehalt, aus dem gesammten Natrongehalt den Oligoklas berechnet, findet Laspeyres für VII: Quarz 26.87; Sanidin 42.79; Oligoklas 30.34; für VIII: Quarz 29.20; Orthoklas 37.78; Oligoklas 33.02. Zu den quarzführenden Felsitporphyren gehören auch die bekannten von Elfdalen in Schweden, welche sich dadurch auszeichnen, dass sie den Quarz nicht sichtbar ausgeschieden, sondern dem blossen Auge unerkennbar in der Grundmasse besitzen; sie haben eine röthlich- oder dunkelkastanienbraune, sehr harte und dichte Grundmasse, in welcher Krystalle von Orthoklas und Oligoklas (nach Delesse auch sehr sparsame Hornblende und Eisenglanz) liegen. Delesse bestimmte den Kieselsäuregehalt der Grundmasse zu 77.29, den des Oligoklas zu 62.25 pct., Olshausen fand in dem ganzen Gestein: Kieselsäure 74.65; Thonerde 13.75; Eisenoxyd 1.86; Kalk 0.79; Magnesia 0.14; Kali 5.85; Natron 3.36 (100.40) (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 680). Das Gestein besitzt eine eigenthümliche lichtere gestreifte Farbenzeichnung und diese hellern Flecken haben eine bestimmte Längsrichtung, wodurch eine Art von Paralleltextur hervorgerufen wird. Wegen der grossen Härte verarbeitet man das schöne Gestein zu manchen Zierrathen und Bauwerken.

Die Bauschanalysen der Felsitporphyre erweisen sich denen der Granite sehr ähnlich, im Ganzen sind die Gesteine aber etwas saurer und thonerdeärmer als die Granite, auch ist der Eisengehalt etwas grösser; desgleichen scheint bei übereinstimmendem Kieselsäuregehalt die Menge der Alkalien im Granit grösser zu sein als im Felsitporphyr. Im Allgemeinen schwankt die Zusammensetzung der Felsitporphyre in ziemlich weiten Grenzen. Roth trennt in seinen Gesteinsanalysen quarzreiche und quarzarme Felsitporphyre, deren Abgrenzung gegen einander einer gewissen Willkühr unterliegt. Zu den quarzarmen Felsitporphyren (vergl. Nro. VI) gehören z. B. mehrere von Lobejün bei Halle und die von Streng mit so vielem Fleiss untersuchten sog. grauen Porphyre des Harzes, deren Kieselsäuregehalt bis auf 61 herabreicht und welche zu dem quarzfreien Orthoklasporphyr den Uebergang bilden. Bei sehr

vielen dieser quarzarmen Porphyre überwiegt der Kaligehalt den Natrongehalt nicht mehr so sehr wie bei den quarzreichen und es deutet dies wohl darauf hin, dass der Oligoklas quantitativ zugenommen hat, wie es auch nicht anders sein kann; denn da der Kieselsäuregehalt des ganzen Gesteins oft unter den des Orthoklas hinabsinkt, Quarz aber augenscheinlich ausgeschieden ist, müssen basischere Mineralien vorhanden sein.

In den Felsitporphyren im Allgemeinen, in denjenigen Gesteinen also, welche in einer felsitischen Grundmasse neben Orthoklas Körner von Quarz, wenn auch noch so wenige besitzen, finden sich nach den bisher bekannt gewordenen Analysen anscheinend unzersetzter Gesteine folgende Extreme der einzelnen Bestandtheile:

	Maximum.	Minimum.
Kieselsäure	81.05 (Donnersberg, Pfalz)	60.28 (Schlossgarten b. Wernigerode)
Thonerde	16.05 (Arran, Schottland)	8.73 (Wettin b. Halle)
Eis.oxyd od. -oxydul	10.51 (Schlossg. b. Wernig.)	1.15 (Dobritz, Meissen)
Kalk	2.84 (Lucashof, Harz)	0.21 (Bruchhäuser Steine, Westph.)
Magnesia	2.84 (Waldenburg, Schles.)	0 mehrfach
Kali	7.87 (Kuckhahnthal, Harz)	1.34 (Gottesgab, Schlesien)
Natron	5.23 (Sandfelsen, Halle)	0 mehrfach.

Im Mittel ist nach Roth die Zusammensetzung: 74 Kieselsäure, 12—14 Thonerde, 2—3 Eisenoxyd oder -oxydul, 1.5 Kalk, 0.5 Magnesia, 7—9 Alkalien, unter denen das Kali vorwiegt.

Wir besitzen eine Anzahl von Analysen verwitterter Felsitporphyre, sowohl quarzreicher als quarzarmer; bei den meisten fällt die Abnahme des Kalkgehalts und der Alkalien auf; der Kalk beträgt kaum noch 0.5 pct. (weil der kalkhaltige Oligoklas zuerst verwittert), die Summe der Alkalien sinkt bis zu 1 pct. hinab. Bei der Zersetzung der Gesteine wird auch der grösste Theil des Eisens weggeführt. Während man in frischen Gesteinen aus den relativen Mengen der Alkalien auf einen vorherrschenden Orthoklas (Kali)- oder Oligoklas (Natron)-Gehalt schliessen kann, ist dieser Schluss bei eintretender Zersetzung nicht mehr statthaft, indem sich alsdann die relativen Mengen der Alkalien verändern. Streng gelangt durch die Vergleichung der frischen und der verwitterten quarzreichen rothen Porphyre des

Harzes zu dem Resultat, dass in diesen durch die Einwirkung kohlensäurehaltiger Gewässer zuerst Kalk, dann Magnesia weggeführt wird; bei noch weiter gehender Zersetzung kommt die Kieselsäure und vielleicht auch ein kleiner Theil des Kali, endlich der grössere Theil dieses Körpers in Bewegung und wird weggeführt, während die Thonerde wahrscheinlich erst in den letzten Stadien der Zersetzung bedeutendere Veränderungen erleidet. Durch die Verwitterungserscheinungen werden vor allem die Einsprenglinge zur Zersetzung gebracht, während die dichte Grundmasse derselben länger widersteht.

Das spec. Gewicht schwankt bei den quarzreichern um 2.6; es beträgt bei den anscheinend unverwitterten Felsitporphyren von Dobritz bei Meissen 2.49 (Rentzsch); von Montreuillon, Nièvre 2.576 (Delesse); aus dem Lutterthal oberhalb Lauterberg, Harz, 2.59 (Streng); vom Steilen Stieg bei Hasserode, Harz, 2.60 (Streng); vom Westabhang des Auerbergs, Harz, 2.63 (Streng); vom Alt-Lässiger Schlossberg bei Waldenburg 2.628 (v. Richthofen). Die quarzreichen Porphyre des Harzes haben nach Streng ein spec. Gewicht von 2.56—2.63. Die quarzarmen Porphyre scheinen ein höheres specifisches Gewicht zu besitzen; bei den grauen Porphyren des Harzes, welche wohl alle nicht mehr in vollständig unzersetztem Zustande sind, schwankt es nach den Angaben von Streng um 2.66 und 2.70. Mehrere Bestimmungen des spec. Gewichts schlesischer Felsitporphyre theilen Zobel und v. Carnall in Karsten's Archiv III. 1831. 280 mit. Der Felsitporphyr vom Donnersberg in der Pfalz wiegt 2.581, der vom Pic du midi d'Ossau in den Pyrenäen 2.730 (Zirkel).

Man kennt vielfache Uebergänge zwischen Felsitporphyr und Granit, welche dadurch hervorgebracht werden, dass das kryptokrystallinische Gemenge der Grundmasse des erstern phanerokrystallinisch wird oder dass ein Theil der granitischen Krystallkörner zu einer scheinbar dichten Masse zusammentritt. Beide Gesteine sind ja nur verschiedene Ausbildungsarten einer und derselben Substanz. Deutlich zeigt sich dies an vielen der sog. Elvangänge Cornwalls, welche in der Mitte aus wahrem Granit, an den Saalbändern durch fortwährende Verdichtung aus Felsitporphyr bestehen. Auch z. B. in den Vogesen, in der südlichen Schweiz sind derlei Uebergänge bekannt. Wenn auf der andern Seite auch noch die deutlich sichtbaren krystallinischen Einsprenglinge aus dem Gemenge des Felsitporphyr verschwinden, so dass nur die homogen

erscheinende Grundmasse übrig bleibt, so ist der Uebergang in Felsitfels oder Petrosilex hergestellt; so verlieren nach Daub die Felsitporphyre des Münsterthals im Schwarzwald nach dem umgebenden scharfgetrennten Gneiss zu stellenweise alle ihre Einsprenglinge, stellenweise enthalten sie nur noch kaum bemerkbare Quarz- und Glimmertheilchen. Durch eine immer feinkörnigere Ausbildung seiner Grundmasse, welche endlich einen hyalinen Character annimmt, geht der Felsitporphyr in den Pechsteinporphyr über, wie z. B. im Gebiete des sächsischen Porphyr und Pechsteins. Auch Uebergänge in klastische Porphyrgesteine, in Porphyrbreccien, Porphyrtuffe bieten sich an den Grenzen der Porphyrterritorien dar, z. B. oberhalb Giebichenstein bei Halle am rechten Saaleufer, in den Thälern von Niedeck und Hérival, am Schlossberg bei Thann in den Vogesen. In vieler Hinsicht merkwürdig sind die Uebergänge des Porphyr in geschichtete Gesteine aus der Reihe der Sedimentärformationen; vgl. darüber den die genetischen Verhältnisse der Porphyre behandelnden Abschnitt.

Absonderung in unregelmässig polyedrische Stücke ist bei den Felsitporphyren eine überaus verbreitete Erscheinung, auch plattenförmige Absonderung ist häufig zu beobachten; bei den südtyroler Felsitporphyren erreicht die plattenförmige Absonderung bisweilen einen so hohen Grad von Vollkommenheit (z. B. bei dem Dorfe Palú an der Fersina), dass die Platten zum Decken der Häuser verwendet werden. Die Zerklüftung in Säulen ist seltener, jedenfalls aber beträchtlich häufiger als beim Granit; zu den ausgezeichnetsten Vorkommnissen gehören die herrlichen Colonnaden der grossen Felsitporphyrablagerung von Botzen in Südtyrol, von denen übrigens, wie v. Richthofen gezeigt hat, manche nicht aus krystallinischem Gestein, sondern aus einem Reibungs-Conglomerat des Felsitporphyr bestehen, die malerischen Felsen des Scharfensteins, das Grambächle, der Streicher Kopf im schwarzwälder Münsterthal, die schönen Säulen des Wildenbergs bei Schönau in Schlesien, des Wagenbergs bei Weinheim im Odenwald, des Sachsensteins bei Ilmenau, der Vallée de la Bruche in den Vogesen. Kugelig abgesondert ist der bekannte Porphyr von Corsica (vgl. S. 544), dessen eingesprengte Krystalle radial angeordnet sind; ausserdem z. B. ein Felsitporphyr von Neu-Giersdorf in Schlesien.

Unter den Lagerungsformen des Felsitporphyr sind die

Gänge besonders bezeichnend, welche oft ein meilenweites Fortstreichen bei bedeutender Mächtigkeit erkennen lassen. Das Gestein der Gänge zeigt nicht selten, wie schon erwähnt, an verschiedenen Stellen eine abweichende Textur und oft, zumal an den Saalbändern, eine säulenförmige oder plattenförmige Absonderung. Die Gänge senden häufig Apophysen in das Nebengestein und haben vielfach in gewaltsamer Weise auf dasselbe eingewirkt. Lagergänge, Kuppen und Decken, letztere mitunter von weiter Ausdehnung, bilden die andern Formen, unter denen der Felsitporphyr auftritt. Die Fragmente des Nebengesteins, welche sich in den Porphyrgängen hier und da in sehr grosser Anzahl finden, haben keine besondern Umwandlungen erlitten, wenigstens keine solchen, welche auf Wirkungen der Hitze schliessen lassen. Klastische Gesteine, Reibungs-Breccien, Conglomerate und Tuffe begleiten in sehr vielen Fällen die Felsitporphyrablagerungen.

Zumal im Gebiete des Gneiss und Granit, sowie unter den Sedimentformationen im Uebergangsgebirge, Steinkohlengebirge und Rothliegenden treten die Felsitporphyre zu Tage. Wenn man auch in England solche Porphyre fand, welche mit den silurischen Gesteinen gleichalterig zu sein scheinen, so fällt doch die Hauptbildungszeit derselben in das Rothliegende und den Anfang der Trias. Mancherlei Beispiele kennt man, wo in einer und derselben Gegend Porphyre von verschiedenalteriger Bildung neben einander auftreten.

H a u p t l a g e r o r t e des Felsitporphyr in den einzelnen Formationsgebieten sind:

Im Gneiss: Ausgezeichnete Gänge in den Umgebungen von Tharand, Freiberg, Glashütte, Dippoldiswalde, Frauenstein in Sachsen, mit vielen sich verästelnden Ausläufern; zahlreiche scharfeckige Gneissbruchstücke liegen in den Gangmassen und bilden oft wahre Breccien; von Dippoldiswalde läuft südlich bis gegen Teplitz zu ein mächtiger Felsitporphyrzug, westlich vorwiegend von Gneiss, östlich von Granitporphyr begrenzt. Aus dem Gneiss zwischen dem Jauernigker und dem Wüstewaltersdorfer Thal in Schlesien ragen drei kleine Porphyrkuppen hervor. In Thüringen am Flossberg zwischen dem Inselsberg und Steinbach, am Eselsstein beim Bad Liebenstein u. s. w. Bei Staufen im Münsterthal auf dem Schwarzwald setzen nach Daub gegen 12 an Länge wie an Mächtigkeit

verschiedene Porphyrzüge auf, welche sich nach ihrer Lage wie Radien eines Kreises mit der Stadt Staufen als Centrum verhalten; auch unfern Rippoldsau und bei Hohengeroldseck unfern Lahr im Schutterthal hat Porphyr den Gneiss durchbrochen.

Im Glimmerschiefer und Thonglimmerschiefer: In Südtyrol bildet in den Umgebungen von Botzen, Meran, Kollmann und Neumarkt der Porphyr eine mächtige, von Breccien umgebene Decke, welche nach v. Richthofens meisterhafter Beschreibung über mehr als zwanzig Quadratmeilen ausgedehnt, und das grösste zusammenhängende Felsitporphyrgebiet Europas darstellend, im Norden und Süden auf Glimmerschiefer und Thonschiefer aufruht und nach Osten und Westen zu von Triasschichten überlagert wird, deren Bildung ihre Ablagerung unmittelbar vorausgegangen ist. Diese grosse plateauförmige Decke ergibt sich indessen als ein sehr zusammengesetztes System sich gegenseitig durchsetzender Eruptivmassen. Gänge zwischen Klein-Schmalkalden und Seligenthal im Thüringerwald, bei Abertham und Joachimsthal in Böhmen. Vor dem Schloss Scharfenstein am rechten Ufer der Zschopau in Sachsen setzt nach v. Cotta ein merkwürdiger, etwa 40 Fuss mächtiger Gang (einer braunen Felsitmasse mit röthlichem Orthoklas, graulichem Oligoklas, Glimmerblättchen und Quarzkörnchen) auf, welcher ausser Bruchstücken von Glimmerschiefer (bis zu 10 Fuss im Durchmesser) auch solche von Granit und Kalkstein umschliesst, Gesteine, welche nicht an der Oberfläche, aber wahrscheinlich in der Tiefe sich finden. Der nächste Kalkstein erscheint ½ Meile vom Porphyrbruch entfernt (N. Jahrb. f. Min. 1852. 602). Gänge von Porphyr in den Croghan-Bergen in der irländischen Grafschaft Mayo.

Im Granit: In der Umgegend von Suhl im Thüringerwald zahlreiche Gänge (z. B. am Dellberg) mit Einschlüssen von Granitschollen. Im Riesengebirge ebenfalls in meilenlangen, sich vielfach gabelnden und wieder anschaarenden Gängen. In Sachsen innerhalb des dem Granit eingelagerten Porphyrterritoriums von Meissen, in den Umgebungen von Dobritz, am Rabenstein bei Zehren; zwischen Buchholz und Berbisdorf bei Moritzburg setzt ein ausgezeichneter 10—50 Fuss mächtiger Gang im Syenit auf. Bei Weinheim und Schriesheim an der Bergstrasse in Baden, wo die Gipfel des an den Abhängen aus Granit bestehenden Wagenbergs und Oelbergs aus Felsitporphyr bestehen. In Schottland bei Glenco in der Grafschaft Argyle.

Die ausgedehnten französischen Porphyrgebiete des Forez und des Morvan sind auch zum grossen Theil von Granit umgeben. In den Vogesen steht Felsitporphyr in enger Beziehung zum porphyrartigen Granit; zwischen Gérardmer und Vagney, sowie zwischen Gérardmer und Granges gehen beide in einander über, dennoch findet man in den Thälern von Bresse, Rochesson, Croix-aux-mines unzählige Felsitporphyrgänge im Granit.

In dem Silur und Devon: In dem »Killas« genannten Grauwackenthonschiefer Cornwalls finden sich hier und da förmliche Netzwerke der Elvan genannten Porphyrgänge, deren Mächtigkeit und Richtung ausserordentlich schwankend ist. Namentlich bei St. Agnes, Perranzabuloe, Redruth, Gwennap, Gwinear treten zahlreiche Elvans auf. Ein Elvangang erstreckt sich in einer Länge von 12 engl. M. von Wheal Darlington bei Marazion über Wheal Fortune bei Cayle, Herland mine bei Gwinear bis nach Poole und Camborne; bei Cayle sendet er einen Nebenarm aus, welcher sich auf eine Entfernung von 5 M. über Tregear bis zum Granit von Carnbrea verfolgen lässt. Auf der Grube Dolcoath bei Redruth setzen drei parallele Elvangänge auf, von denen einer nur den Granit durchsetzt, der zweite nur den Schiefer, der dritte den Schiefer und Granit zugleich. Manche Elvangänge umschliessen Schieferbruchstücke. Bei Innerleithen im südlichen Schottland sind nach Nicol 22 Porphyrlager zwischen die Schichten der silurischen Grauwacke und des Thonschiefers eingeschaltet. Ebenso enthält der cambrische und silurische Thonschiefer von Caernarvonshire (bei Llanberis, Llyn Padarn), Westmoreland, Cumberland, der Lammermore-hills in Südschottland zahlreiche Porphyrlager. Ein wahres Gewimmel von Porphyrgängen durchsetzt nach Macculloch am Berge Cruachan in der schottischen Grafschaft Argyle den silurischen Thonschiefer. Vielorts in Frankreich, in der Normandie und Bretagne, der Vendée, den Ardennen; im Harz; Porphyrzug zwischen Badenweiler und Lenzkirch im südlichen Schwarzwald. Die merkwürdigen flaserigen und schieferigen Porphyre der Lennegegenden sind nach v. Dechen den devonischen Schiefern eingelagert; ruinenartige Porphyrfelsen ragen am Issenberg bei Brilon aus dem Thonschiefer hervor. Porphyreinlagerungen im Thonschiefer finden sich ausserdem bei Biensdorf und Gersdorf unweit Berggieshübel in Sachsen, im Schwarzethal und Nahethal des Thüringerwaldes, im Thurnthal

der Vogesen, desgleichen nach Barrande und Feistmantel zwischen den Schichten des böhmischen Silur bei Skrey, Zbirow und Pürglitz. Dem Uebergangssandstein sind nach Hisinger die an der Westseite des Siljan- und des Orssa-Sees aufragenden Felsitporphyre von Elfdalen in Schweden aufgelagert.

Im Steinkohlengebiet, vielorts z. B. in der Steinkohlenformation Schlesiens, wo die Felsitporphyre die Steinkohlenflötze durchsetzt, verworfen, sich zwischen sie eingedrängt, sich über sie ausgebreitet, sie stengelig abgesondert und anthracitartig verändert haben (der Hochwald mit dem Scholasterberg, Planzenberg, Blitzberg, Grube Fixstern bei Altwasser, Gnade Gottes bei Reussendorf). Umgegend von Kreuznach an der Nahe und des Donnerbergs in der Pfalz. Im Kohlenbassin von Flöha zwischen Oederan und Chemnitz in Sachsen durchsetzt der Felsitporphyr die zweite aus Gneissconglomerat bestehende Etage gangförmig und breitet sich darüber in grosser Mächtigkeit deckenartig aus, selbst von Sandsteinen, Schieferthonen und dünnen Kohlenflötzen überlagert. In den Umgebungen von Halle sind zweierlei Felsitporphyre zu unterscheiden; der eine mit wenigen grossen Krystallen erscheint als ausgedehnte Massen im Liegenden der Steinkohlenformation, der andere mit zahlreichen kleinern Krystallen bildet schmale langgezogene Kämme im Hangenden der letztern Formation und im Rothliegenden. Welcher von beiden der ältere ist, scheint noch unentschieden zu sein. Im Steinkohlengebiet von Autun und Épinac im Morvan (Frankreich) setzen Porphyrgänge auf. Baudin beschreibt bei Brassac ein etwa 30 Mr. mächtiges Porphyrlager zwischen den Steinkohlenschichten. Unfern Juan de las Abaderas am Ufer des Ter in Catalonien tritt Felsitporphyr im Gebiet des Steinkohlengebirges auf, in welchem er beträchtliche Störungen hervorrief.

Am häufigsten ist wohl der Felsitporphyr im Gebiet des Rothliegenden, dessen Bildung wesentlich mit der Ablagerung der Porphyre zusammenhängt, indem dieselben zu seinen Conglomeraten und groben Sandsteinen grossentheils das Material lieferten. Im Thüringerwalde an sehr vielen Stellen sowohl in einzelnen Kuppen als in langen und mächtigen Gangzügen. Credner zählt während der Ablagerung des Rothliegenden mindestens 5 Porphyrdurchbrüche, darunter »ein Zug, welcher von Etterwinden am südlichen Gebirgsrande in einem Bogen quer durch das Gebirge setzt und

am Ringberge, bei Seebach und am Meissenstein bei Schmerbach massig hervortritt; ferner ein Zug, welcher vom Nordabhange des Inselbergs sich einerseits südwestwärts bis Liebenstein und andererseits nordostwärts w endet um die grossartigen Felsmassen am Hübel-, Daten- und Uebelberg im Lauchegrund zu bilden; ein dritter Zug, welcher die kugelporphyrführenden Felsen bei Klein-Schmalkalden, am Jagdberg und Regenberg bis Friedrichsrode zusammensetzt; endlich ein massiger Zug, welcher am mächtigsten hervortritt, und zu welchem alle die höchsten Berge des Thüringerwaldes (Schneekopf, Beerberg, Finsterberg u. s. w.) gehören.« (Senft.) In Sachsen wird das grosse Oschatz-Frohburger Becken durch eine Porphyrdecke in zwei Etagen getheilt; über einen Raum von 20 Quadratmeilen verbreitet, bildet sie grösstentheils die Oberfläche. Bei Furth und Rottluf, Wüstenbrand, Hohenstein, Neudörfel bei Zwickau ist Porphyr gleichfalls dem Rothliegenden eingelagert. Am Göligberge und Wachtelberge zwischen Dresden und Rabenau, wo er auf dem Rothliegenden lagert und am erstern Orte von Quadersandstein bedeckt ist. In der Umgegend von Baden im nördlichen Schwarzwald, wo ebenfalls nach Sandberger der Porphyr die Ablagerung des Rothliegenden bedingte. Am südlichen Rande des Harzes (Auerberg, Ravenskopf, grosser Knollen) und auch in der Mitte des Gebirgs (Elbingerode, zwischen Wernigerode und Hasselfelde) vielverbreitet. Zwischen dem Rothliegenden und dem Vogesensandstein lagert der Porphyr des Bruche-Thals in den Vogesen.

Im Gebiet des Zechsteins kennt man den Felsitporphyr am südlichen Abhange des Thüringerwaldes bei Liebenstein und Altenstein, und am nördlichen Abhange am Ebersberg und Marktberg bei Seebach, am Heiligenstein bei Ruhla u. s. w.

Wo der Porphyr im Gebiet des bunten Sandsteins auftritt, erweist er sich meist als älter; z. B. an der Nahe bei Kreuznach, wo der bunte Sandstein Porphyrgerölle enthält, im Schwarzwald, im Odenwald. Die ausgezeichneten rothen Felsitporphyre des Esterel im südöstlichen Frankreich, mit ihren malerischen und kühnen Felsformen, welche zum Theil am Mittelmeer zwischen Fréjus und Antibes, zum Theil höher im Gebirge zwischen Draguignan und Grasse erscheinen, sind jünger als die Steinkohlenformation und ihre Eruptionen haben zu verschiedenen Zeiten während der Ablagerung des bunten Sandsteins stattgefunden. Am Berge von Roquebrune

ist in höchst deutlicher Weise der Uebergang aus den Breccien und Conglomeraten des ältern Porphyr in den gewöhnlichen bunten Sandstein des Esterel wahrzunehmen. An der Brücke von Argentière zwischen Fréjus und Antibes ist etwas ähnliches zu beobachten, und der unübertreffliche Saussure berichtet schon, dass am Minelle der bunte Sandstein aus Porphyrschutt hervorgegangen sei (Voyages § 1432). Dagegen kennt man auch viele Porphyrgänge im Sandstein, z. B. zwischen S. Raphael und Port d'Agay, und bei Montauroux, nordwestlich von Fréjus, fand Coquand (Cours de géologie 97) Sandsteinfragmente im Porphyr. Der »Porphyre bleu« des Esterel gehört den Trachyten an. Zwischen Peronne und Ligny in Frankreich, wo ein Porphyrkegel im Juragebiet aufragt, stellt er sich auch als älter dar. In den untern Keupersandsteinen von Steierdorf im Banat setzen nach Kudernatsch Felsitporphyrgänge auf, welche zwischen den obern schwarzen Keuperschieferthonen Lager bilden und mancherlei interessante Verhältnisse darbieten. Die Porphyre von Davos in Graubündten und von der kleinen Windgelle sind nach Studer während oder nach der Juraformation hervorgebrochen; vom Rath setzt einen Zweifel darein, ob wirklich der Porphyr hier als Durchbruchsgestein erscheint. Merkwürdig ist die Beobachtung Darwins, dass in den zur Kreide gehörenden Thonschiefern auf der Ostseite des Ponsonby-Sundes des Feuerlandes Felsitporphyrlagergänge in grosser Anzahl vorkommen.

G. Leonhard, die quarzführenden Porphyre. 1851.

Tribolet, An. von Fp., Annalen d. Chem. u. Pharm. LXXXVII. 1853. 331.

Delesse, Grundmasse d. Fp., Bull. de la soc. géol. (2) VI. 1849. 629.

Durocher, Grundmasse d. Fp., Comptes rendus XX. 1845. 1282,

Credner, sphärol. Fp. d. Regensbergs, N. Jahrb. f. Min. 1841. 411.

G. Leonhard, sphärol. Fp. der Glashütte bei Ziegelhausen, Geogn. Skizze d. Grh. Baden. 25.

Krug v. Nidda, sphär. Fp. d. Thür. Waldes, Karstens und v. Dechens Archiv XI. 1838. 25.

v. Cotta, sphär. Fp. des Thüringer W., N. Jahrb. f. Min. 1845. 75.

Delesse, Kugelporphyr d. Vog. u. Cors., Bull. de la soc. géol. (2) IX. 1852. 175.

Vogelsang, Kugelp. v. Cors., Niederrh. Ges. f. Nat.- u. Heilk. 6. Aug. 1862; N. Jahrb. f. Min. 1863. 102,

Naumann, Kattunp. v. Leukersdorf, Erläut. z. geogn. Karte v. Sachs. II. 282.

Müller, Sanidin im Fp., Berg- u. hüttenm. Ztg. 1859. Nr. 38. 343; N. Jahrb. f. Min. 1859. 745.

Jenzsch, Sanidin im Fp., Zeitschr. d. d. geol. Ges. X. 1858. 49.
Fr. Sandberger, Sanidin im Fp., Beitr. z. Statistik d. inn. Verw. d. Grhz. Baden. 1861. XI. 26.
Jokély, Biotit-Fp. d. mittl. Böhm., Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 293.
v. Beust, Geogn. Skizze der wichtigst. Porphyrgebilde zw. Freiberg, Frauenstein, Tharand und Nossen, Freiberg 1835.
Streng, Fp. des Harzes, N. Jahrb. f. Min. 1860. 129. 257.
Hausmann, Fp. des Harzes, Ueb. die Bildung des Harzgebirges 115.
v. Fritsch, Fp. von Ilmenau, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XII. 1860. 110.
Credner, Fp. d. Thür. Waldes, Uebers. d geogn. Verh. Thür. und d. Harzes.
Senft, Fp. des Thür. Waldes, Zeitschr. d. d. geol. Ges. X. 323.
E. Wolff, Fp. v. Halle, Journ. f. pract. Chemie XXXIV. 1845. 195.
Laspeyres, Fp. v. Halle, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVI. 1864 367.
Warmholz, F. v. Liedermont, Karstens Archiv X. 1837. 343.
Zirkel, Fp. v. Donnersberg, v Kreuznach u. Joachimsthal, Sitzgsber. d. Wiener Akad. d. W. XLVII. 1863. 238.
Nöggerath, Fp. d. Bruchhäuser Steine, Karstens Archiv III. 1831. 95.
v. Dechen, Fp. der Lennegegenden, Karstens und v. Dechens Archiv XIX. 1845. 367. Verh. d nat. Ver. d. preuss. Rheinl. u. W. XII. 1855. 191.
Zobel und v. Carnall, Fp. von Schlesien, Karstens Archiv III. 1831. 277 u. IV. 1832. 119.
Feistmantel, Fp. im böhm. Silur, Abh. der k. böhm. Ges. d. Wiss. 1859. 48.
Jokély, Fp. von Mironitz u. Chlumetz in Böhmen, Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 721.
Peters, Fp. des südöstl. Ungarns, Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. W. XLIII. 1861. 440.
Kudernatsch, Fp. von Steierdorf im Banat, Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. W. XXIII. 1857. 103.
v. Richthofen, Fp. von Tyrol, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1856. 644; Jahrb. d. geol. R.anst. 1858. 7; Geogn. Beschr. v. Süd-Tyrol 1860. 112.
Daub, Fp. d. Münsterthals, N. Jahrb. f. Min. 1851. 1.
Élie de Beaumont, Fp. der Vogesen, Explic. de la carte géol. d. l. Fr. I. 335. 363. — Fp. des Esterel, ebendas. I. 470.
Daubrée, Fp. des Bruche-Thals, Vogesen, Descr. géol. et min. du dép. du Bas-Rhin. 1852. 42.
Dufrénoy, Fp. des Forez, Explic. de la carte géol. d. l. Fr. I. 131.
Desplaces de Charmasse, Fp. d. Morvan, Bull. de la soc. géol. (2) II. 1845. 750.
Delesse, Fp. des Morvan, Annales des mines (4) XVI. 1849. 233.
De-la-Bêche, Elvangänge in Cornwall, Rep. on the geol. of Cornw., Dev. and W.-Somerset.
Kjerulf, Fp. v. Christiania, Christiania-Silurbecken 1855. 4.
Hausmann, Fp. v. Elfdalen, Reise d. Skandinavien V. 199.

Delesse, Fp. v. Elfdalen (Rennås), Bull. de la soc. géol. (2) VII. 1850. 538.
Olshausen, Fp. v. Elfdalen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVI. 1864. 680.
Genth, Fp. v. Montgomery-County, N. A. Amer. Journ. of sc. (2) XXXIII. 197.
Darwin, Fp. d. Feuerlandes, Geol. observ. on South-America 152.

Petrosilex, Felsitfels, Hälleflinta.

Mit diesem Namen bezeichnet man harte und sehr compacte Gesteine, von dichtem homogenem Aussehen, welche wesentlich aus einem innigen Gemenge von Kieselsäure mit Feldspath bestehen, daher dieselbe Substanz darstellen, welche die Grundmasse der Felsitporphyre bildet. Nur mit dem Mikroskop gelingt es, die beiden Gemengtheile Quarz und Feldspath von einander zu unterscheiden. In chemischer Hinsicht stimmen diese Gesteine mit den sauren Feldspath-Quarzgesteinen sehr nahe überein. Wie die Grundmasse der Felsitporphyre so schmilzt auch diese Gesteinsmasse immer in dünnen Splittern vor dem Löthrohr, ungefähr so leicht wie der Feldspath für sich allein. Nur in seltenen Fällen werden derlei Gesteine porphyrartig durch Ausscheidung von sichtbaren Quarz- und Feldspathkrystallen.

Petrosilex oder Felsitfels ist eine in chemischer Hinsicht den Felsitporphyren sich anschliessende dichte Felsitmasse, schmelzbar vor dem Löthrohr, massig, nicht mit einer Anlage zu schieferiger Textur versehen, wie sie der Hälleflinta zeigt. Dieses Gestein steht auch in räumlicher Beziehung eng mit den Felsitporphyren in Verbindung, deren ausgedehntere Ablagerungen bisweilen an ihren Grenzen aus solchem Felsitfels bestehen; es ist das dieselbe Erscheinung der nach den Grenzen zu allmählich eintretenden Verdichtung der Eruptivgesteine, welche schon bei mehrern derselben erwähnt wurde: wie Granitmassen sich zu Felsitporphyren verdichten, so diese zu Felsitfels. Ausserdem bildet dieses Gestein selbständige Gänge, welche den Felsitporphyrgängen entsprechen. Bellmannsloos bei Tharand und Dippoldiswalde in Sachsen; Neustadt und Münsterthal im Schwarzwald; häufig wird der braune Felsitporphyr der Vogesen zu einem characteristischen Petrosilex. Ueber den Petrosilex der Bretagne vgl. Dufrénoy und É. de Beaumont, Expl. de la carte géol. de la Fr. I. 195.

Sterry Hunt beschreibt unter dem Namen Petrosilex Gesteine von Orford und St. Henry in Canada (Am. journ. of sc. XXVII. 1859. 341), welche von dem sächsischen Petrosilex sowohl dem Aussehen als der Entstehung nach verschieden zu sein scheinen; sie sind homogen oder sehr feinkörnig, sehr zäh, weisslich oder grünlich, durchscheinend und etwas wachsglänzend. Das Gestein von Orford (mit 2.635 spec. Gewicht und 78.40 Kieselsäure und 4.42 Natron auf 1.93 Kali) bildet Lager in den Serpentinen, das von St. Henry (mit 71.40 Kieselsäure und 3.31 Natron auf 2.37 Kali) wechsellagert mit silurischen Kalken und Schieferthonen.

Mit Siliceo-feldspathic rocks bezeichnet Haughton irische Gesteine, welche wenigstens in Substanz und Aussehen dem Petrosilex nahe zu stehen scheinen; sie sind sehr hart, mitunter etwas durchscheinend, von hellgrüner Farbe, schmelzen vor dem Löthrohr an den Kanten, und sind z. Th. mit silurischen Schiefern geschichtet, dabei in Säulen abgesondert, welche bei Benaunmoore in Kerry 200 Fuss lang sind.

I. Vom Bellrock, Vale of Ovoca (44 Quarz, 56 Orthoklas).

II. Zwischen Knockmahon und Tankardstown (41 Quarz, 57 Orthoklas, 1.81 Kalk).

III. Benaunmoore, Kerry (21 Quarz, 77 Orthoklas); zeigt runde Quarzkörner und einige Feldspathflächen.

	I.	II.	III.
Kieselsäure . .	81.36	77.20	71.52
Thonerde . . .	7.86	6.54	12.24
Eisenoxyd . . .	3.32	5.82	3.16
Kalk	0.99	—	0.84
Magnesia . . .	0.45	0.60	0.39
Kali	3.09	3.69	5.65
Natron . . .	2.63	3.03	3.36
Wasser . . .	—	1.12	1.20
	99.70	$Ca\ddot{C}$ 1.81	98.36
		99.81	

Samuel Haughton, Journ. of the geol. soc. of Dublin VII. 1857. 283 und Philos. Magazine (4) XIV. 1857. 49.

Hälleflinta ist die besondere Bezeichnung für skandinavische Gesteine ähnlicher Art, von ganz dichter und homogener Beschaffenheit, nur selten feinkörnig oder eingewachsene Krystalle aufwei-

send, mit muscheligem und im Kleinen unebenen Bruch. Die Farben sind wechselnd, graulich, grünlich, gelblich, auch röthlich und dunkelbraun bis schwarz, die häufige grüne Farbe wird durch eine innige Beimengung von feinzertheiltem Chlorit hervorgebracht; auch etwas Glimmer ist hier und da sichtbar beigemengt. Diese harten und schwer zersprengbaren Gesteine zeigen häufig eine dickschieferige Textur, indem verschieden gefärbte Lagen mit einander abwechseln. Im Gneissgebiet Schwedens bildet der Hälleflinta Einlagerungen von oft beträchtlicher Mächtigkeit. L. Svanberg und Axel Erdmann haben chemische Untersuchungen darüber angestellt (Kongelige Vetenskaps Akademiens Handlingar 1850. 9):

I. Hälleflinta von Saxå Knut, Kirchspiel Hällefors, nach Svanberg.

II. H. von Aboga nach demselben.

III. H. von Pehrsberg in Wermeland, hellroth, nach demselben.

IV. H. von der Löfstagrube bei Dannemora, nach A. Erdmann.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	79.55	75.83	77.93	81.24
Thonerde . . .	11.31	11.37	13.19	9.78
Eisenoxyd . . .	0.42	—	0.59	0.64
Kalk	2.52	1.30	1.22	0.78
Magnesia . . .	0.10	0.91	0.22	0.21
Kali	2.38	5.20	0.08	3.34
Natron	3.66	0.16	5.93	3.10
Glühverlust . .	0.69	1.12	0.26	—
	100.63	95.89	99.42	99.09

Das spec. Gewicht von IV ist 2.63, das eines Hälleflinta von der Jungfrugrube bei Dannemora 2.72 nach Erdmann. Aus diesen Analysen ist die grosse Uebereinstimmung der Masse des Hälleflinta mit rothen Gneissen, von denen er eine kieselsäurereiche, dichte Modification darstellen mag, mit Graniten und Felsitporphyren ersichtlich. Bemerkenswerth ist das starke Ueberwiegen des Natron über das Kali in I und III.

Uebergänge des Hälleflinta in Gneiss sind bekannt, auch in Granit, mitunter ebenfalls in Chloritschiefer und Thonschiefer. Er scheint seinen Lagerungs- und Verbandverhältnissen zufolge ein unentwickelter Gneiss oder Granulit zu sein und eigentlich der Reihe der metamorphischen Gesteine anzugehören, er ist auch hier nur

deshalb den Felsitporphyren angereiht worden, weil er in seinem äussern Ansehen und der Beschaffenheit seiner Substanz nach sich der felsitischen Grundmasse derselben so sehr nähert.

In der Umgegend von Dannemora und Upsala in Upland, von Hällefors und Saxån in Westmanland, von Säther in Dalarne bildet der Hälleflinta Einlagerungen in den sehr alten Gneissen. Auf der Insel Utöen liegt ein Hälleflintalager von $\frac{1}{8}$ Meile Mächtigkeit zwischen Gneiss und Glimmerschiefer und umschliesst selbst Einlagerungen von körnigem Kalkstein. Hörbye fand den Hälleflinta auch in den Gebirgen nördlich vom Fämundsee nach der norwegischen Grenze zu.

Svanberg u. Erdmann, Vetenskaps Akademiens Handlingar 1850. 9.
Erdmann, Vägledning til Bergarternas Kännedom. Stockh. 1855. 129.
Erdmann, Utö Jernmalmsfält 1856. 8.
Erdmann, Belysning af den geologiska Kartan öfver Fyris-åns Dalbäcken 1857.
Horbye, Nyt magazin for naturvidensk. VIII. 1855 428.

Dem Hälleflinta schliessen sich diejenigen Gesteine an, für welche Naumann den passenden Namen Felsitschiefer vorschlägt (Geognosie I. 531) und die häufig als Kieselschiefer aufgeführt wurden, von denen sie sich indessen durch ihre leichte Schmelzbarkeit unterscheiden, während die Kieselschiefer völlig unschmelzbar sind; dazu scheint u. a. das rothe, mit dem Kieselschiefer von Lerbach und Osterode am Harz in dünnen Lagen abwechselnde Mineral zu gehören, welches nach der Analyse von Schnedermann 71.60 Kieselsäure, 14.75 Thonerde, 1.41 Eisenoxyd, 1.06 Kalk, 10.06 Natron und 0.32 Kali enthält, und wie Naumann bemerkt, ein inniges Gemenge von Albit und Kieselsäure darstellen dürfte (vgl. S. 283).

Pechstein (Felsit- und Trachytpechstein).

Retinit, Stigmit, Pitchstone, Pierre de poix.

Der Pechstein ist ein hyalines Gestein, eine glasige oder vielmehr halbglasige an den Kanten durchscheinende Masse von pechähnlichem Aussehen, leicht zersprengbar in meist scharfkantige Bruchstücke, mit mehr oder minder starkem Fettglanz und nur unvollkommen muscheligem Bruch. Die vorherrschenden Farben sind olivengrün und schwärzlichgrün, auch gelbbraune, braunrothe und

schwarze Farben kommen vor; die rothen Pechsteine sind wahrscheinlich durch Oxydation des Eisenoxydulgehalts veränderte grüne; meistens sind die Pechsteine einfarbig, hier und da erscheinen aber auch gefleckte, gewolkte und gestreifte Farbenzeichnungen. Die Härte ist eine geringe und erreicht kaum die des Orthoklas. Der Pechstein gibt beim Erhitzen eine oft nicht unbeträchtliche Menge von Wasser, welches mitunter Ammoniak enthält. Vor dem Löthrohr wird er in dünnen Splittern erst weiss und trübe, dann schmilzt er in starkem Feuer leicht zu einer grauen schaumigen bimsteinähnlichen Masse, oder zu einem graulichweissen Email; isländischer Pechstein von der Baula schmilzt sehr leicht zu grauem Glas.

Der Pechstein ist ein natürliches wasserhaltiges Glas, eine mit dem Obsidian vergleichbare Erstarrungsmodification kieselsäurereicher Gesteine, mit denen er abgesehen von seinem grössern Wassergehalt auch in der Zusammensetzung sehr nahe übereinstimmt. Aus der räumlichen Verbreitung und den Associationsverhältnissen der Pechsteine ergibt es sich unter Berücksichtigung ihrer chemischen Zusammensetzung, dass solches Material, welches bei krystallinischer Festwerdung Felsitporphyre und quarzführende Trachyte geliefert hätte, einer Ausbildung zu Pechstein unterlegen ist und so könnte man in geologischer Hinsicht zweierlei Pechsteine unterscheiden, einen ältern

den Felsitpechstein

und einen jüngern

den Trachytpechstein.

Diese beiden Glasformen, welche bei krystallinisch-körniger Erstarrung petrographisch abweichende Gesteine ergeben hätten, sind dennoch in ihrem äussern Ansehen und in ihrer chemischen Zusammensetzung so wenig von einander verschieden, dass es meist nicht gelingt, Handstücke derselben zu unterscheiden. Es rührt dies offenbar daher, dass das Material derselben ein übereinstimmendes ist, und die die Ausbildung bedingenden Verhältnisse wesentlich dieselben waren. Wir betrachten daher in petrographischer Rücksicht im folgenden beide Pechsteine zusammen, wenn auch nur ein Theil derselben zu den ältern Gesteinen gehört.

Die Pechsteine erscheinen sehr häufig als Pechsteinporphyre, indem in der halbglasigen Grundmasse krystallinische Körner und Krystalle von Feldspath mit meist sehr frischem An-

sehen, Körner von Quarz und (seltener) Glimmerblättchen liegen. Die Feldspathe sind orthoklastisch, oft in ziemlicher Menge vorhanden, ausgeschiedene Oligoklase scheinen noch nicht beobachtet zu sein. Hornblendekrystalle soll der Pechstein aus dem Triebischthal bei Meissen umschliessen.

Neben den Krystallen oder anstatt derselben enthält die halbglasige Masse der Felsitpechsteine häufig Kugeln von sehr verschiedener Grösse und Beschaffenheit. Nach v. Cotta besitzen dieselben im Pechsteinporphyr von Spechtshausen unweit Tharand in Sachsen einen Durchmesser von ½ Linie bis zu 6 Zoll und zwar bestehen die grössern aus dichtem Felsit, die kleinern Kügelchen aus glänzendem Sanidin; die Sphäroide von Spechtshausen sind nach Erdmann zusammengesetzt aus: 68.53 Kieselsäure; 11.00 Thonerde; 4.00 Eisenoxyd; 8.33 Kalk; 3.40 Natron und Kali; 1.30 Magnesia; 2.30 Manganoxydul; 0.30 Wasser. Hier sowie im grauen Pechstein von Planitz bei Zwickau, wo sie etwa 1—5 Zoll Durchmesser erreichen, sind sie im Innern meist nach Art der Septarien sternförmig zerspalten, wobei die Spalten, welche sich nach der Peripherie zu auskeilen, mit Chalcedon, Quarz, Carneol und Achat ausgefüllt sind; ganz dieselben Kugeln finden sich im Kugelporphyr am Regenberg bei Friedrichsroda und am Schneeberg im Thüringerwald. An der Fichtenmühle und bei Dobritz unfern Meissen enthält gelbbrauner Pechstein unregelmässige Kugeln, deren Durchmesser bis zu 10 Fuss anwächst, welche aus Felsitporphyr mit hornsteinähnlicher Grundmasse und Ausscheidungen von Quarz und Feldspath bestehen; die Grundmasse erscheint um so glasiger, je näher der Kugelperipherie. v. Cotta erwähnt einen sehr unregelmässig gestalteten Porphyrklumpen, wohl 20 Fuss lang in dem mächtigen Pechsteingang, der bei Dobritz unweit Meissen aufsetzt (N. Jahrb. f. Min. 1854. 565). Diese Porphyrklumpen im Pechstein sind stets gleichsam verglast. Auch Geinitz beschreibt, dass die meisten Porphyrkugeln von aussen sehr deutlich das Gepräge einer Schmelzung an sich tragen, womit sich jedoch Jenzsch nicht einverstanden erklärt. Bei Corbitz, dicht bei Meissen kommen im Pechstein zahlreiche Kugeln von 1—3 Fuss Durchmesser vor, welche selbst wieder eigenthümlich geordnete Kugeln enthalten. In ihrer matten felsitischen Masse liegen dicht gedrängt etwa erbsen- bis haselnussgrosse ellipsoidische Kügelchen von mehr hornstein-

ähnlicher Beschaffenheit und dunklerer, bräunlichgelber Färbung. Innig mit der Hauptmasse verwachsen sind sie einigermaassen concentrisch vertheilt, indem sie mit ihren längern Axen der Peripherie parallel liegen und sich gegen das Centrum der Hauptkugel allmählich verkleinern, endlich verlieren, nach aussen dagegen immer deutlicher hervortreten (v. Cotta, geologische Fragen 1858. 45 und Gesteinslehre 1862. 160).

Während die vereinzelten unregelmässigen Porphyrkugeln in den Pechsteinen als losgerissene, halb geschmolzene und abgerundete Porphyrbruchstücke gelten können, scheinen die unzähligen oft dicht gedrängten kleinen Felsitkugeln eine andere Deutung zu erfordern. Man erblickt wohl mit Recht in ihnen Theile der Hauptmasse, welche in höherm Grade der Attractions- und Krystallisationskraft unterworfen waren, wobei indessen die Erstarrung zu rasch erfolgte und die Krystallisationstendenz dennoch zu schwach war, um körnige Gemenge hervorzubringen und nur zur Ballung felsitischer Kugeln hinreichte, vergleichbar den Sphärolithen der Perlsteine. Die Vorkommnisse von Corbitz liefern das interessante Beispiel, wie grössere Ballungen den Process der Kugelbildung in sich wiederholten.

Die Krystalle und Kugeln sind sehr vielfach von einer schmalen, durch Eisenoxyd hellroth gefärbten Zone umgeben. Durch das Kochen der Pechsteine mit Aetzkali kommt manchmal eine rundkörnige, krummschaalige Textur zum Vorschein. Bei Planitz unweit Zwickau in Sachsen enthält der Pechstein bisweilen kleine Stücke sog. mineralischer Holzkohle (kieselhaltiger, vercoakter Steinkohle mit Pflanzentextur), welche vielleicht von durchbrochenen Steinkohlenflötzen herstammen.

Was die Grundmasse der Pechsteine anbelangt, so ist dieselbe wohl nicht in allen Fällen ein homogenes Glas. Isländische, neuseeländische und ungarische ächte Trachytpechsteine offenbaren in einem Dünnschliff unter dem Mikroskop, dass in einer graulichen, braungelblichen oder grünlichen glasartig scheinenden Grundmasse unzählige kleine Krystalle von schmaler nadelförmiger Gestalt im dichtesten Gewirre eingestreut sind; oft nur haarfeine Striche darstellend sind sie meistens in der wildesten Unordnung ohne jeglichen Parallelismus umhergesät und zeigen nur selten eine Zusammenhäufung zu dicken Garben und parallelen Strängen. Die

Substanz der Krystalle, welche selten die Grösse von 0.02 Mm. überschreiten, scheint mit der Glasmasse identisch zu sein, auch die Farbe stimmt, wenigstens bei den breitern vollkommen mit der der Glasmasse überein. Die wohlerkennbare Gestalt der grössern und breitern ist eine klinobasische, feldspathartige. Je länger man das Auge an das Krystallgewirre gewöhnt, und je stärkere Vergrösserung man anwendet, desto mehr löst sich von der dem blossen Auge und der Loupe glasartig erscheinenden Grundmasse in Krystalle auf, so dass die Vermuthung nicht allzu gewagt ist, bei vollkommnern Beobachtungsmitteln werde sich die ganze Pechsteinmasse als ein Aggregat glasiger Krystallnadeln ergeben. Bei 1500 maliger Vergrösserung hat sich schon ein beträchtlicher Theil derselben in Krystallaggregate verwandelt, daher rührt auch wohl das nur halbglasige Aussehen der Pechsteingrundmasse. Vereinzelte solche Krystalle enthalten auch die meisten Obsidiane in der Glassubstanz gewissermaassen umherschwimmend. Die porphyrartig ausgeschiedenen Feldspathkrystalle in diesen Pechsteinen umschliessen meist sehr deutliche und schöne rundliche Partikel der Glasmasse, welche bei der Bildung der Feldspathkrystalle von diesen allseitig umhüllt wurden (in ähnlicher Weise wie wachsende Kochsalzkrystalle Mutterlauge einschliessen), sowie unregelmässig sich verästelnde Adern von Glassubstanz, welche aus der umgebenden Masse in sie hineinragen. Hier und da sind die Ränder der Feldspathkrystalle nicht scharf, sondern es findet ein allmählicher Uebergang aus der Glas- in die Feldspathsubstanz statt, in welcher Zone die haarförmigen Krystalle in besonderer Anzahl und Deutlichkeit zu beobachten sind (Zirkel, Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. W. XLVII. 1863. 254). Der Pechstein der Insel Arran, welchen Sorby mikroskopisch untersucht hat, enthält ebenfalls in einer glasigen Grundmasse ungeheure Massen der kleinsten nadelförmigen Krystalle von grüner Farbe. In den ausgeschiedenen Feldspathkrystallen liegen die allerdeutlichsten Glaseinschlüsse, welche oft im Innern einen kleinen Hohlraum enthalten, das Product der Contraction dieser eingehüllten Glaskerne. In den Hohlraum hinein ragen mitunter jene dünnen Krystallnadeln, welche also vor der Erstarrung des Glases gebildet wurden.

Nach Roth genügt ein nicht allzuheftiges Glühen um den Felsitpechstein von Meissen als ein wesentlich aus Orthoklas und

Quarz bestehendes Gemenge zu erkennen und dasselbe gilt nach Rentzsch auch für die Pechsteine von Zwickau, Tharand und Schottland. Die Behandlung ganzer Stücke mit kalter Salzsäure bewirke dasselbe und man erkenne in dem wenig entfärbten Gestein ausserdem Glimmer, Oligoklas, Eisenkies; im rothen Pechstein von Meissen sei ein grosser Theil des Eisenoxyd nur mechanisch beigemengt (Die Gesteinsanalysen 1861. XXXIII).

Die Zusammensetzung der Pechsteine ist der Natur der Sache nach eine ziemlich schwankende, indem bald mehr bald minder kieselsäurereiches Material solcher hyalinen Ausbildung unterlag. In den meisten Fällen scheinen es aber saurere Mischungen gewesen zu sein, aus welchen die Pechsteine hervorgegangen sind.

Analysen von Pechsteinen:

I. Schwarzer, obsidianähnlicher Pechstein von Spechtshausen bei Tharand; Richter in Liebig, Poggendorff und Wöhler, Handwörterbuch der Chemie VI. 1854. 105 (Scheerer).

II. Rother Pechstein aus dem Triebischthal bei Meissen; Sackur in Rammelsbergs Mineralchemie 1860. 641.

III. Olivengrüner Pechstein von Meissen; Bornemann in Rentzsch, die Pechsteine 1860. 24.

IV. Schwarzer Pechstein von Zwickau; Vehling in Rammelsbergs Mineralchemie 1860. 641.

V. Berg- bis lauchgrüner Pechstein (Gang im Granit) von Newry in Irland mit ausgeschiedenem Feldspath und Quarz; Knox, Edinburgh Journ. of sc. XIV. 382.

VI. Pechstein der Insel Arran, Schottland, Gang im Granit und rothen Devonsandstein; Thomson, Outlines of Mineralogy etc. I. 1836. 392.

VII. Dunkelgrüner Pechstein mit ausgeschiedenen Feldspathen vom Fuss des Baulabergs in Island; Kjerulf in Bischofs Lehrb. d. chem. u. phys. Geologie I. Aufl. II. 2221.

VIII. Grünschwarzer Pechstein von Island (sog. Fluolith); K. v. Hauer, Sitzgsber. d. Wien. Ak. d. W. XII. 1854. 485.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Kieselsäure .	72.99	73.68	73.70	70.10	72.80	63.50	66.59	67.47
Thonerde. .	12.34	9.23	11.70	9.71	11.50	12.74	11.71	13.37
Eisenoxyd .	1.27	2.08	1.01	5.62	3.04	—	—	1.78
Eisenoxydul .	—	—	—	—	—	3.80	3.93	—
Manganoxydul	—	—	—	2.10	—	—	0.12	Spur
Kalk . . .	Spur	3.50	1.25	3.31	1.12	4.46	0.71	3.03
Magnesia . .	—	0.81	—	1.32	—	—	0.36	Spur
Kali . . .	0.52	0.76	1.23	} 1.69	—	—	3.65	1.38
Natron . .	7.11	1.48	2.59		2.86	6.22	5.94	2.87
Wasser oder Glühverlust .	5.50	8.07	7.86	5.93	8.50	8.00	4.86	9.50
	W.	W.	W.	Glühv.	W. u. org. Subst.	Glühv.	Glühv.	W.
	99.73	99.61	99.34	99.78	99.82	98.72	97.87	99.40

I bis V stellen Felsitpechsteine, VII und VIII Trachytpechsteine dar.

Der Wassergehalt der Pechsteine ist ein sehr wechselnder: von den unverwitterten Pechsteinen hat den niedrigsten Wassergehalt ein lichthaarbrauner von Meissen mit 4.73 Wasser (nach O. L. Erdmann), den höchsten VIII mit 9.50. Den grössten Kieselsäuregehalt unter allen untersuchten unverwitterten hat ein schwarzer von Meissen (nach König) mit 75.78 pct., den niedrigsten einer von der Insel Santa Natolia bei Sardinien (nach Delesse) mit 62.59 pct.

Wenngleich der Natur der Sache nach das Material der Pechsteine nicht nach stöchiometrischen Gesetzen zusammengesetzt ist, hat man dennoch den Versuch gemacht, dasselbe durch eine chemische Formel auszudrücken: Scheerer stellte bei den sächsischen Pechsteinen das mittlere Sauerstoffverhältniss von Kieselsäure, Thonerde, Alkalien und Wasser = 20 : 3 : 1 : 3 auf, woraus die Formel $\dot{R}\,\ddot{Si}^5 + \underline{\dddot{Al}}\,\ddot{Si}^5 + 3\,\dot{H}$ sich ergeben würde. Rammelsberg ist geneigt in den säurereichern Pechsteinen das Verhältniss von $\dot{R} : \underline{\dddot{R}} : \ddot{Si} = 1 : 3 : 18$ zu erkennen, woraus sich dann mit Berücksichtigung des Wassergehaltes die zwei Hydrate $(\dot{R}\,\ddot{Si}^3 + \underline{\dddot{R}}\,\ddot{Si}^6) + 2\,\dot{H}$ und $(\dot{R}\,\ddot{Si}^3 + \underline{\dddot{R}}\,\ddot{Si}^6) + 4\,\dot{H}$ ableiten würden (Mineralchemie 1860. 642).

Andere, wie es scheint berechtigtere Beziehungen ergeben sich, wenn man den Wassergehalt der Pechsteine in Abzug bringt und die andern Bestandtheile auf 100 berechnet; alsdann kommt die

grosse Aehnlichkeit mit der Substanz benachbarter Trachyt- und Felsitgesteine zum Vorschein. Der Pechstein VIII stammt wohl zweifelsohne, wie VII vom Fuss des aus quarzführendem Trachyt bestehenden Baulakegels in Island, wo mehrere Pechsteingänge im Basalt aufsetzen. Berechnet man VIII mit Hinweglassung des Wassers auf 100 und vergleicht die so erhaltene Zusammensetzung (a) mit einer Analyse des Quarztrachyt von der Baula, (b) (nach Forchhammer, Journ. f. pract. Chemie XXX. 1843. 391), so leuchtet die grosse Uebereinstimmung beider Substanzen ein:

	$\ddot{\mathrm{Si}}$	$\underline{\dddot{\mathrm{Al}}}$	$\dddot{\mathrm{Fe}}$	$\dot{\mathrm{Ca}}$	$\dot{\mathrm{Mg}}$	$\dot{\mathrm{K}}$	$\dot{\mathrm{Na}}$	$\dot{\mathrm{H}}$
a =	74.55	14.77	1.97	3.34	—	1.52	3.16	—
b =	74.38	13.78	1.94	0.85	0.59	2.63	3.46	2.08
			$\underline{\dddot{\mathrm{Mn}}}$					
			0.19					

Kenngott hat früher diesen Pechstein in drei zusammengemischte Substanzen zu zerlegen gesucht, einen Zeolith $\dot{\mathrm{Ca}}\,\underline{\dddot{\mathrm{Al}}}$ + 4 (2 $\dot{\mathrm{H}}\,\ddot{\mathrm{Si}}$), Sanidin und 3 At. überschüssigen Quarz (Mineralogische Notizen 12. 3. Folge).

Roth hat ähnliche Beziehungen zwischen dem sächsischen Pechstein und Felsitporphyr hervorgekehrt. Der Meissener Pechstein steht mit dem Dobritzer Felsitporphyr in allerengster Verbindung. a ist die Zusammensetzung des Dobritzer Felsitporphyr (vgl. S. 551. Nro. II.), b ein Mittel aus mehrern Analysen des Meissener Pechsteins, ebenfalls auf 1.97 pct. Wasser berechnet:

	$\ddot{\mathrm{Si}}$	$\underline{\dddot{\mathrm{Al}}}$	$\underline{\dddot{\mathrm{Fe}}}$	$\dot{\mathrm{Ca}}$	$\dot{\mathrm{Mg}}$	$\dot{\mathrm{Ka}}$	$\dot{\mathrm{Na}}$	$\dot{\mathrm{H}}$
a =	76.92	12.89	1.15	0.68	0.98	4.27	0.68	1.97
b =	78.06	12.15	1.19	1.18	0.15	1.61	3.62	1.97

Also auch hier ergibt sich eine vollständige Uebereinstimmung beider Substanzen. Das gegenseitige Verhältniss der Alkalien ist in den Pechsteinen ebenso wenig constant, wie in den sauern Porphyr- und Trachytgesteinen, indem bald das Kali, bald das Natron bedeutend vorwaltet.

Merkwürdig ist der Gehalt an einer bituminösen Substanz, welche Knox in dem Pechstein von Newry in Irland auffand, der ein (0.03 pct. betragendes), dem Tabakssaft ähnliches ammoniakalisches Destillat von weissgelber Farbe lieferte, welches auf Wasser schwamm, leicht entzündbar war und dann wie Steinöl roch; der

Rückstand war aschgrau, bimsteinartig. Ficinus erhielt aus dem Pechstein von Meissen 0.06 pct. eines gelbbräunlichen, empyreumatisch riechenden, etwas ammoniakalischen Wassers, aber keine Spur jenes flüchtigen Oeles; diese Pechsteine zeigen ausserdem deutliche Spuren von Salzsäure. Damour fand ähnliches bei andern Pechsteinen, auch Scheerer wies die Gegenwart von organischen Substanzen nach. Man könnte hiermit die verkohlten Pflanzenüberreste im Zwickauer Pechstein in Verbindung bringen. Delesse vermochte in verschiedenen Pechsteinen Stickstoff in bestimmbaren Mengen aufzufinden (Annales des mines (5) XVIII. 1860. 257).

Verwitterte, trübe Pechsteine von Meissen, welche durch Collignon und Crusius (bei Rentzsch) untersucht wurden, ergaben, dass der Kieselsäuregehalt nahezu derselbe geblieben ist, dass dagegen der Kalkgehalt sich etwas erhöht hat, auch der Wassergehalt auf 11 pct. gestiegen ist, andererseits die Alkalien in beträchtlicher Menge fortgeführt worden sind.

Haughton untersuchte einen Pechstein vom Lough Eske in der irländischen Grafschaft Donegal, welcher in seinen Höhlungen weissen Stilbit enthielt; der Kieselsäuregehalt betrug 64.04, der Wassergehalt 5.13; er schliesst aus seiner Analyse, dass dieser Pechstein zusammengesetzt sei aus 62.55 Feldspath, 7.33 Quarz, 29.83 Stilbit, indem er den Wassergehalt seltsamer Weise einem Stilbit in der Grundmasse zuertheilt; der Pechsteinporphyr soll in »Mandelstein oder oolithischen Porphyr« übergehen.

Das spec. Gewicht des Pechsteins ist 2.2 — 2.3, bemerkenswerth niedriger als das der analogen krystallinischen wasserfreien Gesteine. Es beträgt bei III: 2.28; IV: 2.29—2.31; V: 2.34—2.36; VIII: 2.24; bei schwarzem Pechstein von Meissen (König bei Rentzsch) 2.31; bei grünem Pechstein von Meissen (Huelin bei Scheerer) 2.2.

Mit Obsidianen und Perliten ist der Trachytpechstein hier und da durch Uebergänge verbunden. Die Felsitpechsteine zeigen sehr häufig Uebergänge in thonsteinartige Gesteine, von grünlichweisser, gelblichweisser, auch lichtröthlicher oder -bläulicher Farbe und erdigem bis splitterigem Bruch; derlei Gesteine, welche in so inniger Verbindung mit dem Pechstein vorkommen, dass sie nicht füglich davon getrennt werden können, nennt Naumann Pechthonstein oder neuerdings Pechsteinfelsit (Geognosie II. 709).

Besonders im Meissener Porphyr- und Pechsteinterritorium ist dieses beständige Zusammenvorkommen des Pechsteins und Pechsteinfelsit zu beobachten, die Mittelglieder besitzen licht wachsgelbe oder olivengrüne Farbe, muscheligen Bruch und schwachen Fettglanz. Eine Analyse des Pechthonsteins von Garsebach bei Meissen ergab nach Rentzsch: Kieselsäure 79.85; Thonerde 11.67; Eisenoxyd 0.79; Kalk 0.92; Magnesia 0.68; Kali 4.72; Natron 1.23; Wasser 1.37 (101.23). v. Cotta (Gesteinslehre 1862. 161) nennt den Pechthonstein ein Zersetzungsstadium des Pechsteins; nach dem geringen Wassergehalt und dem hohen spec. Gewicht von 2.57, welches sich vollständig an das der Felsitporphyre anschliesst, scheint es jedoch nicht, als ob dieses Gestein ein zersetzter Pechstein, sondern vielmehr als ob es ein Mittelglied zwischen halbglasigem Pechstein und kryptokrystallinischem Felsitporphyr sei. Die dasselbe durchziehenden Hornstein- und Chalcedonadern, sowie die mit Quarz überzogenen kleinen Höhlungen machen es allerdings wahrscheinlich, dass Umwandlungsprocesse darin gespielt haben, aber der Habitus des Gesteins ist ein mehr felsitporphyrartiger, als pechsteinartiger.

Für den Felsitpechstein ist namentlich die Umgegend von Meissen eine Region, wo seine Verhältnisse am genauesten erforscht sind. Nach Naumann liegt die bedeutendste deckenartige Ablagerung des Pechsteins bei den Dörfern Ober-Garsebach und Ober-Semmelberg, wo sie eine Breite von fast 2000 Fuss erreicht und in Pechthonstein übergeht. In diesem Meissener Porphyrterritorium bildet der Pechstein auch mächtige Gänge, von denen der ausgezeichnetste bei dem Buschbad am linken Gehänge des Triebischthales in den schroffen Felsen des Gottersteins aufragt und sich 4500 Fuss weit verfolgen lässt. Andere Punkte in Sachsen, wo Pechstein gangförmig im Felsitporphyr aufzutreten scheint, sind: Spechtshausen im Tharander Wald, Mohorn zwischen Freiberg und Dresden, wo er eine Mächtigkeit von etwa 7 Fuss besitzt und Bruchstücke von Felsitporphyr, Quarz und Thonschiefer umschliesst, Rottluf bei Chemnitz. Eng verbunden mit Felsitporphyr bildet er zwischen den Schichten des Rothliegenden ein Lager bei Neudörfel unweit Zwickau. Nach v. Cotta sind die mexicanischen Pechsteine von Jesus Maria, Turnachi und Colorado den grünen und schwarzen von Meissen und Spechtshausen auf eine höchst merkwürdige Weise zum Verwechseln ähnlich (Geologische Fragen 45).

Sehr reich an Pechsteinen ist nach v. Dechen und v. Oeynhausen die schottische Insel Arran. Am westlichen Abhange des Bein-noosh und am Bein-na-livan setzen mehrere Pechsteingänge im Granit auf. In den Pechsteingängen aus dem Granit des Corrie-Binian bilden die Feldspathkrystalle oft nur eine Schaale, und der Kern besteht wiederum aus Pechstein, manchmal auch kommen mehrere abwechselnde concentrische Lagen von Feldspath und Pechstein darin vor. Am südlichen Ende von Rossie-Binian findet sich im rothen Sandstein ein 20 Fuss mächtiger, in Platten abgesonderter Pechsteingang, ein 30 Fuss mächtiger zwischen Lamlash und Brodick. Bei Termore an der Westküste hat ein Pechsteingang Saalbänder von einem gelben Gestein, welches hornstein- oder chalcedonähnlich ist, an einem andern Punkte wechselt dieses Gestein mit dem Pechstein in Streifen ab, die den Saalbändern des Ganges parallel sind. Alle diese Pechsteine schliessen sich in ihrem Auftreten und Lagerungsverhältniss eng an die dortigen Porphyre an. Dieselben trefflichen Forscher sahen im Syenit des Glamig auf Skye einen 2—3 Fuss mächtigen Gang von dunkelgrünem, oft perlsteinartig-feinkugeligem Pechstein. Nicol beobachtete bei Oban in Schottland einen Gang von Grünstein mit einem prismatisch abgesonderten Saalband von dunkelgrünem oder anthracitähnlich schwarzem Pechstein. Bei Newry in Irland bildet Pechstein einen Gang im Granit. Jackson, Foster und Whitney analysirten einen sog. Pechsteinporphyr von Isle Royal im Lake superior (Nordamerica).

Für die Trachytpechsteine liefern namentlich die vulkanischen Inseln Island und Neuseeland (Nordinsel um den Taupo-See) vortreffliche Beispiele; ein ausgezeichneter Gang von Trachytpechstein, aufsetzend im Quarztrachyt und Basalt, erscheint wie erwähnt, am Fuss des Baulabergs in Island; die Gangmasse steht wahrscheinlich mit dem Quarztrachyt der Baula im Zusammenhang und erstarrte wegen der raschen Abkühlung in den schmalen Klüften, in welche sie injicirt wurde, zu Pechsteinsubstanz. Bei Husafell im Borgarfjördr tritt ein schöner vollkommen schieferiger Pechsteinporphyr auf; Hamarsfjord im Ostland. In dem ältern Trachyt der Insel Sardinien und der nahegelegenen Insel San-Pietro setzen nach Delesse wohlcharacterisirte Gänge von Pechstein auf, welcher aus einer pechähnlichen Grundmasse mit inneliegenden weissen Feldspathkrystallen besteht, und einen Kieselsäuregehalt von 62.59 pct. besitzt (von Santa Na-

tolia). Auch die trachytischen Gesteine des Cantal-Massiv in Centralfrankreich stehen mit wohlcharacterisirten Pechsteinen in Verbindung.

Der Pechstein ist meist ein massiges Gestein, hier und da in seinen deckenartigen Ausbreitungen zu mächtigen Bänken abgesondert, im Grossen auch wohl eine Tendenz zur kugelförmig- oder cylindrisch-schaaligen Textur aufweisend. Bekannt durch die Beschreibungen von v. Oeynhausen und v. Dechen ist die grossartige Pechsteinmasse des Scuir of Egg, des schwarzen, mauerartig sich erhebenden höchsten Felsens der schottischen Insel Egg, der gegen O. in einer senkrechten 470 Fuss hohen Wand endet; der Pechstein ist wenig glasig und erfüllt mit vielen Sanidinkrystallen, die ganze Felsmasse in Säulen der prachtvollsten Art zerklüftet; in dem Trapp, auf welchem dieser Pechstein stellenweise aufruht, setzen noch mehrere deutliche Gänge von Pechstein auf.

Scheerer in Liebig, Poggendorff und Wöhler, Handwörterbuch der Chemie 1854. 105; auch N. Jahrb. f. Min. 1855. 60.

O. L. Erdmann, Journ. f. techn. Chemie XVI. 1832. 32.

Fischer, P. u. Perlstein, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 162.

Jenzsch, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1856. 208. Vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1858. 655.

Zirkel, mikroskop. Textur der Trachytpechsteine, Sitzgsber. d. Wien. Akad. d. W. XLVII. 1863. 254. Poggend. Ann. CXIX. 288.

Knox, Bitumengehalt des P. von Newry, Edinburgh Journal of science XIV. 382; auch Berzelius Jahresbericht XXI. 188; ferner Annales de Chimie et de Physique 1823. XXII. 44.

Ficinus, Bitumengehalt des P., Schweiggers Journ. XXIX. 141 und XXXVII. 435.

Damour, Bitumengehalt des P., Ann. des mines XVII. 202. Berzelius Jahresb. XXI. 188.

Naumann, P. und Pechthonstein von Meissen, Erläuterungen zur geogn. Karte von Sachsen 1845. Heft V. 184.

v. Cotta, P. von Meissen und Tharand, Geognostische Wanderungen 1836. I. 40 und 104. Geologische Fragen 1858. 45.

Rentzsch, über die Meissener P., Einladungsprogramm der ersten Realschule zu Neustadt-Dresden 1860.

Macculloch, P. der Hebriden, Descript. of the Western Islands I. 520.

v. Oeynhausen und v. Dechen, P. von Egg, Karstens Archiv I. 1829. 105; P. von Arran, ebendas. 316.

Necker de Saussure, ebendar., Voyage en Écosse et aux îles Hébrides II. 435.

Sorby, P. von Arran, mikroskop. unters., Qu. journ. of the geol. soc. 1858. XIV. 476.

Nicol, P. von Oban, Qu. journ. of the geol. soc. XV. 115.
Haughton, P. von Lough Eske, Irland, London etc. philos. magaz. (4) XIII. 1857. 116.
Delesse, P. von Sardinien, Bull. de la soc. géol. (2) 1853. XI. 105.
Jackson, P. v. Isle Royal, Lake Superior, Americ. journ. of sc. (2) XI. 1851. 402.
Foster und Whitney, ebendar., Am. journ. of sc. (2) XVII. 1853. 125.

Quarzfreie Orthoklasgesteine.

Dazu gehören in krystallinisch-körniger Ausbildung der meist oligoklasführende Syenit und die elaeolithführenden Foyait, Zirkonsyenit, Miascit, Ditroit; in porphyrischer Ausbildung quarzfreier Orthoklasporphyr (und Minette).

Syenit.

Den Namen Syenit gebraucht schon Plinius (Historia naturalis XXXVI. 13) für die Gesteine, welche in den Brüchen von Syene (dem heutigen Assuan), der ägyptischen Grenzstadt gegen Nubien, gewonnen werden. Werner führte ihn zuerst als wissenschaftliche Bezeichnung ein und wandte ihn auf das characteristische Gestein vom Plauenschen Grunde bei Dresden an (Bergmännisches Journal 1788. II. 824). Später stellte sich heraus, dass das bei Syene gebrochene Gestein gar kein Syenit sei, und als Rozière am Berge Sinai wirklichen Syenit fand, schlug er vor, den Namen Syenit in Sinait umzuändern, welche Bezeichnung jedoch nicht durchgedrungen ist.

Der Syenit ist ein krystallinisch-körniges Gemenge von Orthoklas und Hornblende. Sehr häufig gesellt sich auch ein klinoklastischer Feldspath hinzu, manchmal Glimmer, bisweilen auch etwas Quarz.

Der Mangel an Quarz als eines wesentlichen Gemengtheiles, sowie das Auftreten von Hornblende als eines solchen unterscheidet mithin den Syenit vom Granit. Häufig pflegt man die hornblendehaltigen Granite auch Syenite zu nennen, welche indessen zweckmässiger unter der Bezeichnung Syenitgranit als eine Mittelstufe in petrographischer Ausbildung von den eigentlichen Syeniten getrennt werden, deren Begriff ein scharf begrenzter ist, wenn man darunter nur solche Gemenge versteht, welche wesentlich aus Or-

thoklas und Hornblende zusammengesetzt sind; sie finden alsdann in den quarzfreien Orthoklasporphyren und den Trachyten ihre genauen Parallelen.

Der Orthoklas ist meistens der vorwaltende Gemengtheil, manchmal bilden seine körnigen Individuen gewissermassen eine Grundmasse, in welcher die Hornblendeindividuen nach allen Richtungen zerstreut liegen. Die Orthoklasindividuen sind vorherrschend roth und zwar meist fleischroth (im Thüringerwald nach Senft auch pfirsichblüthroth) oder grauröthlich mit bläulichem Schiller (wie im Syenit des Drusethals im Thüringerwald), auch weisser Orthoklas findet sich hier und da im Syenit. Zwillingsverwachsungen des Orthoklas sind wie im Granit nicht selten. Die Hornblende hat dunkelgrüne, häufig graulichschwarze bis schwarze Farbe und je grösser der Antheil der Hornblende ist, desto dunkler erscheint das Gestein gefärbt; meistens bildet sie kurze Säulen, welche scharf von dem Feldspath abstechend, regellos umherliegen. Die Hornblende hat bisweilen, zumal in skandinavischen Syeniten eine arfvedsonitähnliche Beschaffenheit.

Der klinoklastische Feldspath, welcher manchmal neben dem Orthoklas auftritt, unterscheidet sich von diesem deutlich durch die Zwillingsstreifung auf seiner Spaltungsfläche. Nach G. Roses Untersuchungen ist diese zweite Feldspathspecies Oligoklas (Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 368). Der Oligoklas gewinnt gewöhnlich nicht über den Orthoklas das Uebergewicht, sondern tritt nur untergeordnet auf. Je nachdem der Feldspath des Syenit blos Orthoklas oder Orthoklas und Oligoklas ist, könnte man unterscheiden:

Orthoklas-Syenit, entsprechend unter den jüngern Gesteinen dem Sanidin-Trachyt und

Orthoklas-Oligoklas-Syenit, entsprechend unter diesen dem Sanidin-Oligoklas-Trachyt.

In diesen eigentlichen Syeniten stellt sich bisweilen eine spärliche Menge von Quarz ein, durch deren Zunehmen sie in Syenitgranite übergehen. Sehr geringe Quantitäten von Quarz kann man als accessorische Beimengungen betrachten. Der Glimmer ist stets Magnesiaglimmer von dunkler schwarzgrüner Farbe und erscheint häufig in denjenigen Syeniten, welche auch einen geringen Gehalt an Quarz aufweisen. Tritt der Glimmer in das Syenitgemenge ein, so scheint dies immer auf Kosten der Hornblende, nicht des Feld-

spaths zu geschehen: die glimmer- und quarzführenden Syenite sind die hornblendeärmern. G. Bischof erklärt dies dadurch, dass vermittelst eines Umwandlungsprocesses Hornblende in Glimmer und Quarz zerfallen sei. Naumann macht mit Recht dagegen geltend, dass dann beide Mineralien immer neben einander und an der Stelle der verschwundenen Hornblende liegen müssten, was keineswegs der Fall ist, indem die Quarzkörnchen und die Glimmertäfelchen rings in der Gesteinsmasse zerstreut sind; oft finden sich zwischen ihnen noch ganz frische Hornblendesäulen, und alle diese Gemengtheile füllen innerhalb des frischen Gesteins ihre Räume so vollständig aus, dass sie gewiss als ursprüngliche Bildungen gelten müssen. Im Syenit von Ditró in Siebenbürgen scheint allerdings der Glimmer ein Umwandlungsproduct der langsäulenförmigen Hornblendekrystalle zu sein, deren Gestalt seine Aggregate getreu wiedergeben.

An die eigentlichen Syenite seien auch diejenigen Gesteine gereiht, welche nur aus Orthoklas (und Oligoklas) und Glimmer im körnigen Gemenge bestehen und keine Hornblende enthalten. Man kann diese Mineralcombination, welche in porphyrischer Ausbildung Minette genannt wird, im Gegensatz zu dem Hornblendesyenit als Glimmersyenit bezeichnen. Beide Gesteine stellen zwei vollständig parallele Reihen dar. Zu Polaun und Krummhübel im Riesengebirge erscheint ein porphyrartiger Glimmersyenit, indem ziegelrothe Orthoklaskrystalle in einem körnigen Gemenge von Oligoklas und Glimmer liegen. Nach Scheerer (N. Jahrb. f. Min. 1864. 406) bildet Glimmersyenit Bruchstücke theils mit abgerundeten, theils mit scharfen Kanten im Granit von Brixen und im Felsitporphyr vom Travignola-Thal in Tyrol; sie bestehen aus einem mehr oder weniger feinkörnigen Gemenge von weissem oder fleischrothem Feldspath (ob neben Orthoklas auch Oligoklas?) und dunklem Glimmer. Der Granit von der Cima d'Asta, sowie der sächsische Granit der Camenzer und Bautzener Gegend enthält nach ihm gleichfalls Bruchstücke von Glimmersyenit, welcher ausserdem in Calabrien als weitverbreitetes Gestein ansteht. Diese sog. Bruchstücke scheinen vielleicht eher quarzfreie Stellen in den Graniten zu sein; auch Scheerer erwähnt selbst ihre abgerundeten Kanten und dass man sie in allen Stadien der Verschmelzung und Verflössung mit dem Granit beobachten könne.

G. Rose unterschied (Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 372) vier Abarten von Syenit:

a) Syenit bestehend nur aus Orthoklas und Hornblende.

b) Syenit bestehend aus Orthoklas, Oligoklas und Hornblende.

c) Syenit bestehend aus Orthoklas, Oligoklas und grünem Glimmer.

d) Syenit bestehend aus Orthoklas, Oligoklas, Hornblende, grünem Glimmer und Quarz, wobei die Hornblende auch ganz wegfallen kann.

Nur die beiden erstgenannten Gruppen sind als eigentliche Syenite zu bezeichnen, die dritte bildet den Glimmersyenit; die vierte Gruppe stellt den Syenitgranit dar; fällt die Hornblende ganz weg, so schwindet auch der Grund, eine solche Mineralcombination noch als Syenit aufzuführen: es ist ein Granit mit grünem Glimmer.

Die Textur des Syenit ist eine regellos granitische und zwar meist eine mittel- oder grobkörnige. Die quarzfreien Orthoklasporphyre stellen sich als porphyrische Modification der syenitischen Mineralcombination dar; auch manche aphanitische Grünsteine, welche sich durch höhern Kieselsäuregehalt auszeichnen, scheinen als sehr feinkörnige Syenite betrachtet werden zu dürfen, so dass dieser Mineralcombination auch die vollständig kryptokrystallinische Ausbildung nicht fehlt. Durch parallele Lagerung der tafelförmig ausgebildeten Orthoklasindividuen, oder Orthoklaszwillinge erscheint dann und wann eine Art von undeutlicher Paralleltextur (z. B. Syenit aus dem Plauenschen Grunde bei Dresden, von Robschütz im Triebischthale, am Ullern-Aasen bei Christiania), auch sind wohl in seltenen Fällen die Hornblendesäulen parallel nach einer Richtung gelagert, wodurch gleichfalls eine gewisse Schiefertextur hervorgerufen wird (Syenitschiefer Bronns); derlei Gesteine finden sich nach v. Leonhard im Böhmerwald und der Oberpfalz. Ebenso bedingt der Glimmer durch das zahlreichere Auftreten seiner dünnen parallel gelagerten Blättchen eine flaserige oder schieferige Textur des Syenit, den man in diesem Falle auch Syenitgneiss genannt hat (vgl. diesen bei Gneiss). Wenn grössere Feldspathkrystalle dem Syenit eingewachsen sind, so wird wie beim Granit eine porphyrartige Textur hervorgerufen. v. Richthofen und nach ihm Scheerer bezeichnen ein solches Gestein, welches in der Viezena-Schlucht bei Predazzo 30—40 Fuss mächtige Gänge bildet und aus

einem Gemenge von vorwaltendem Orthoklas mit Hornblende besteht, worin bis 3 Zoll lange Orthoklaszwillinge mit stark glänzenden Spaltungsflächen liegen als Syenitporphyr, obschon dieser Name schon längst von G. Rose für die eigentlichen quarzfreien Porphyre in Anwendung gebracht ist, und von Naumann für andere Porphyrgesteine beibehalten wird; die einzige Bezeichnung, welche, um Verwechslungen vorzubeugen für diese Gesteine, die z. B. bei Mehlis am Thüringerwald, im Triebischthale bei Meissen, bei Heiligkreuz und Weinheim an der Bergstrasse, Präg im Schwarzwald, an vielen Kuppen der Vogesen vorkommen, gelten dürfte, ist porphyrartiger Syenit, indem diese Varietät keineswegs ein eigentlicher Porphyr ist, welcher eine homogen erscheinende Grundmasse voraussetzt (vgl. S. 62). Wechseln einzelne hornblendereiche und feldspathreiche Zonen lagenweise mit einander ab, so gewinnt der Syenit eine gebänderte oder gestreifte Textur (Botterode im Thüringerwald).

Unter den accessorischen Mineralien sind aufzuführen:

Titanit, ein sehr häufig hinzutretender Gemengtheil, dessen meist kleine, gar manchmal um und um ausgebildete, braune oder honiggelbe diamantglänzende Krystalle man mit der Loupe leicht erkennt; er verdient ein für den Syenit characteristisches accessorisches Mineral genannt zu werden. Indem der Titanit fast immer mit Hornblende verbunden ist, kann man durch ihn manchmal feinkörnige Syenite (und Diorite) von Diabasen und Doleriten unterscheiden. Nach Reichenbach soll er in der Umgegend von Gross-Ullersdorf und Blansko in Mähren, nach Gumprecht (N. Jahrb. f. Min. 1842. 836) bei Hohendorf und Dallwitz um Grossenhain in Sachsen, nach Senft bei Sulzbach und am Eingang in das Birkenauer Thal am Odenwald besonders reichlich vertreten sein. Der Zirkon ist ebenfalls ein namentlich in den grobkörnigen Syeniten häufig vorkommender Gemengtheil; in den Syeniten des südlichen Norwegens tritt er in solcher Menge auf, dass er zu einem wesentlichen Bestandtheil jener schönen Gesteine wird, welche unter dem Namen Zirkonsyenit als besondere Abart weiter unten aufgeführt werden. Auch der Elaeolith stellt sich in norwegischen und besonders in sibirischen und siebenbürgischen Syeniten ein, welche durch das gesteigerte Vorkommen des Elaeolith in das von G. Rose Miascit genannte Gestein übergehen. Wöhlerit im Syenit von Ditró in Siebenbürgen. Strahlstein in eingewachsenen Krystallen oder

dünnen Lagen. Granat bei Schweinheim in Bayern, Krems in Oesterreich, am Monzoni in Tyrol. Magneteisen und Eisenkies, beide ebenfalls häufige accessorische Gemengtheile. Orthit findet sich in kleinen oft krystallinischen Körnern im Syenit von Moritzburg auf dem rechten Elbufer und in granitartigen Ausscheidungen im Syenit des Plauenschen Grundes bei Dresden. Auch kommt in diesen sächsischen Syeniten ein malakonähnliches Zirkonmineral vor (Zschau, N. Jahrb. f. Min. 1852. 652). Nach v. Lidl erscheint im südwestlichen Böhmen bei Prziwietitz ein sehr feinkörniger Syenit, der feine Goldflimmerchen enthalten soll (Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 606).

Eine sehr häufige Erscheinung im Syenit sind feine Nester, Adern und Trümer von krystallinischem oder meist dichtem Epidot, welcher auch vielfach einen Ueberzug über die Kluftflächen des Gesteins bildet und grösstentheils durch Zersetzung von Hornblende entstanden zu sein scheint. Im Ganzen erweist sich der Syenit unverhältnissmässig ärmer an Accessorien als der Granit; Turmalin, so häufig in den Graniten, kommt in den Syeniten nicht vor. Der Syenit braust bisweilen mit Säuren, was auf einen Gehalt an kohlensaurem Kalk hinweist, welcher nach G. Bischof aus zersetzter Hornblende abzuleiten ist.

Chemische Analysen des Syenit. Es gibt nur wenige, welche sich auf normale Varietäten beziehen; die als Syenite untersuchten Gesteine waren entweder quarz- und glimmerhaltig, wodurch sie zu den Graniten, oder enthielten unter den Feldspathen sehr viel Oligoklas, wodurch sie zu den Dioriten hinneigten.

I. Grauer Syenit vom Monte Margola bei Predazzo mit Orthoklas, Oligoklas, Hornblende, wenig Glimmer und sehr spärlichem Quarz. Th. Kjerulf, Christiania-Silurbecken 8.

II. Von Blansko in Mähren mit Orthoklas, Oligoklas, Hornblende, viel dunklem Glimmer, spärlichem Quarz und braunem Granat. Streng, Poggend. Ann. XC. 1853. 135.

III. Rother feinkörniger Syenit von Vetakollen in Norwegen mit hellfleischrothem Orthoklas, sehr wenig Oligoklas, schwarzer Hornblende. Kjerulf, a. a. O. 12.

IV. Steinbruch Weidenthal zwischen Zwingenberg und Melibocus an der Bergstrasse, sehr feinkörnig, ohne Quarz. G. Bischof, chem. u. phys. Geol. 1. Aufl. II. 933.

V. Schönberger Thal an der Bergstrasse, mit Orthoklas, Hornblende, kleine Glimmerblättchen, Quarz nicht sichtbar. G. Bischof ebendas. II. 933.

VI. Syenit von der steilen Stiege im Harz, Gemenge von glänzend schwarzer Hornblende mit wenig weissem Feldspath, berechnet zu 66.8 Hornblende und 33.2 Orthoklas. Fuchs, Neues Jahrb. f. Min. 1862. 812.

VII. Syenit aus dem Plauenschen Grunde bei Dresden; grobkörnig mit frischem fleischrothem Orthoklas, schwarzer Hornblende, quarzfrei, ohne Anzeichen von Oligoklas; enthält Spuren von T̈i. Zirkel, Poggend. Ann. CXXII. 1864. 622.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	58.05	61.72	62.52	60.97	58.90	56.36	59.83
Thonerde .	17.71	13.57	14.13	16.44	20.73	20.05	16.85
Eisenoxydul	8.29	7.16	7.38	10.58	9.83	7.96	7.01
Manganoxydul	—	0.33	Manganoxyd	0.08	—	—	—
Kalkerde .	5.81	5.88	3.36	5.14	5.32	7.22	4.43
Magnesia .	2.07	3.33	1.50	1.80	2.01	4.12	2.61
Kali . . .	3.24	3.37	3.05	0.80	1.80	1.70	6.57
Natron . .	2.98	3.12	6.25	3.41	2.09	2.74	2.44
Wasser und Glühverlust	1.34	0.95	1.20	1.03	0.99	0.62	1.29
	99.49	99.43	99.39	100.25	101.67	100.77	101.03

Das spec. Gewicht des Syenit schwankt zwischen 2.75 und 2.90.

Im ganzen stimmen diese Analysen von entfernten Fundorten gut mit einander überein. Desgleichen leuchtet die Aehnlichkeit in der Zusammensetzung mit den quarzfreien Orthoklasporphyren und den Sanidin-, sowie den Sanidin-Oligoklastrachyten ein. Während in den sechs ersten Analysen die Mengen der Alkalien nahezu gleich sind, oder Natron das Kali überwiegt, enthält der orthoklasreiche, oligoklasfreie Syenit des Plauenschen Grundes bei weitem mehr Kali als Natron. Das spec. Gewicht dieses Syenit beträgt 2.730; da das spec. Gewicht des frischen Orthoklas im Mittel 2.56, das der Hornblende 3.14 beträgt, so würde das Gestein sich in ungefähr 71 pct. Orthoklas und 29 pct. Hornblende zerlegen lassen. Nimmt man den durchschnittlichen Kieselsäuregehalt des Orthoklas zu 65 pct., den der Hornblende (nach den Analysen syenitischer

und dioritischer Hornblende aus den Vogesen durch Delesse) zu 49 pct. an, so führt der Kieselsäuregehalt dieses Syenit von 59.83 pct. ebenfalls auf die nahe übereinstimmende Zusammensetzung aus 68 pct. Orthoklas und 32 pct. Hornblende.

G. Bischof fand in einem zersetzten Syenit von Weidenthal an der Bergstrasse nur 49.42 Kieselsäure, indem der Feldspath unter Wegführung von Kieselsäure in eine kaolinartige Substanz umgewandelt war. Delesse theilte (Annales des mines (4) XIII. 1848. 685 und (5) III. 1852. 384) eine Analysenreihe sog. Syenite aus den Vogesen (u. a. von Plombières, vom Fuss des Drumont, vom Ballon von Giromagny und Servance, von Them und Coravillers) mit, deren Kieselsäuregehalt bis über 70 pct. steigt. Roth vereinigt sie mit den Syeniten, da sie indessen ausser Orthoklas, Oligoklas, Hornblende und Glimmer auch Quarz in nicht geringer Menge enthalten, wie sowohl der hohe Kieselsäuregehalt als die petrographische Untersuchung lehrt, so verdienen diese Gesteine, wie es auch im Vorhergehenden geschehen ist, den Syenitgraniten zugezählt zu werden.

Interessante und bemerkenswerthe Mittheilungen machte Delesse über die Verschiedenheit des Kieselsäuregehalts, welche mit Rücksicht auf die grössere oder geringere Entfernung vom Centrum einer syenitisch-granitischen Gesteinsmasse hervortritt. Der Ballon d'Alsace in den Vogesen besteht auf dem Gipfel und im Centrum seiner Masse aus einem ächten Syenitgranit (mit Hornblende und Quarz), welcher 70 Kieselsäure, 13 Thonerde, 3 Eisenoxyd, 3 Magnesia, 3 Kalk, 4 Kali, 3 Natron, 1 Wasser enthält; nach aussen zu wird das Gestein feinkörniger, der Quarz vermindert sich sehr beträchtlich, der klinoklastische Feldspath aus dem Syenitgranit nimmt neben dem Orthoklas an Menge zu; es entsteht ein normaler Syenit, dessen Kieselsäuregehalt nur 61 pct., dessen Kalkmenge 5 pct. beträgt. Entfernt man sich noch weiter von dem Centrum, so nimmt die Hornblende sehr zu, der klinoklastisch-gestreifte basischere Feldspath hat den Orthoklas ganz verdrängt, Magneteisen stellt sich ein und es erscheint das Gestein als ein vollkommen quarzfreier ächter Diorit mit nur 50 pct. Kieselsäure und 8 pct. Kalk. Mit dem abnehmenden Kieselsäuregehalt und dem zunehmenden Gehalt an Kalk, Magnesia, Thonerde und Eisenoxyd wächst das specifische Gewicht, welches in den drei angeführten

Gesteinsgruppen resp. 2.65, 2.70 und 2.86 beträgt (Comptes rendus XXXVI. 1853. 484; Bull. de la soc. géol. (2) IX. 1852. 464).

Sehr häufig sind die Uebergänge des Syenit in Granit, welche durch die Zwischenstufe des Syenitgranit hindurchgehen. Durch die Aufnahme von Zirkon und die theilweise Verdrängung des Feldspaths durch Elaeolith wird ein Uebergang des Syenit in Zirkonsyenit und Miascit vermittelt. Die oligoklashaltigen Syenite können durch das Zurücktreten des Orthoklas zu Dioriten werden, welche wesentlich aus Oligoklas und Hornblende bestehen. Sinkt nach und nach die Hauptmasse des Syenit zu solcher Feinkörnigkeit herab, dass sie dicht erscheint und treten dann einzelne grössere Orthoklaskrystalle in dieser Masse heraus, so ist der Uebergang in quarzfreien Orthoklasporphyr (vgl. diesen) vollendet, ein Uebergang der sich häufig im südlichen Norwegen findet. Noch ist zu erwähnen, dass durch das Eintreten von Quarz und das allmähliche Verschwinden der Hornblende der Syenit in jene eigenthümlichen granitartigen Gesteine übergeht, welche nur aus Feldspath und Quarz bestehen.

Rücksichtlich der Lagerungsverhältnisse, sowie der Art und Weise seines Vorkommens bietet sich bei dem Syenit eine grosse Aehnlichkeit mit seinem nahen Verwandten, dem Granit, dar.

Wie der Granit ist der Syenit ein massiges Gestein, welches keine Spur von Schichtung zeigt. Auch Einschlüsse anderer Gesteine kommen im Syenit vor, v. Cotta erklärt sogar die sieben bis acht inselförmigen Gneisspartieen, welche der Syenit von Moritzburg in Sachsen enthält, für eingeschlossene Bruchstücke colossaler Grösse (Geogn. Beschr. d. Kgrchs. Sachsen H. V. 410), und Naumann dehnt dasselbe auch auf die von Reichenbach in dem Syenit von Blansko beobachteten Talkschiefer- und Thonschiefermassen aus (Geognosie II. 244). Der bei Zitzschewig in der Nähe von Dresden vom Syenit umschlossene Kalkstein dürfte wohl ohne Zweifel als ein eingehülltes Fragment zu betrachten sein.

Ausser den unregelmässig polyedrischen Absonderungsformen zeigt der Syenit nicht selten eine Absonderung in dickere oder dünnere Bänke. Kugelige Gesteinsformen sind verhältnissmässig sehr selten, auch säulenförmige Absonderungen scheinen nicht so häufig, wie beim Granit. Für die letztern führt Macculloch ein schon früher (S. 122) erwähntes Beispiel von der schottischen Felsen-

insel Ailsa an, wo über sechs Fuss dicke Säulen eines Syenit (welcher indessen eher zu den Syenitgraniten gehört) an 400 Fuss hoch emporragen (Descr. of the western islands II. 493).

Weit ausgedehnte deckenartige, nur aus Syenit bestehende Ablagerungen kennt man wohl nicht, wenn es auch eine an manchen Granitdecken wahrzunehmende Erscheinung ist, dass sie hier und da durch mehr oder minder raschen Uebergang sich in Syenit umändern. Stockförmige selbständige Ablagerungen von Syenit sind hingegen häufigere Vorkommnisse, von denen später mehrere aufgeführt werden. Obschon das meiste syenitische Material auf Gängen emporgefördert zu sein scheint, so sind doch Gänge geringerer Dimensionen, welche beim Granit in unzähliger Menge vorkommen, beim Syenit verhältnissmässig selten. G. Bischof fand den hornblendereichen Syenit bei der Kirche von Schönberg unweit der Bergstrasse so von Gängen eines feinkörnigen Syenit von einer Linie bis zu mehrern Zollen Mächtigkeit nach allen Richtungen durchsetzt, dass die Gangmassen mehr als das Gestein selbst auszumachen schienen. Nach G. Leonhard setzt am Geyersberg bei Hemsbach im Odenwald ein mehrere Fuss mächtiger feinkörniger Syenitgang im porphyrartigen Syenit auf, von welchem er auch Bruchstücke umschliesst (Geogn. Skizze d. Gr. Baden 1. Aufl. 22).

Eigenthümlich sind die grossen Magneteisenerzmassen, welche an manchen Punkten im Syenit derart mit ihm verbunden vorkommen, dass man sie als zugehörige Bildungen bezeichnen muss, welche auch in genetischer Hinsicht mit dem Syenit in Beziehung stehen. So findet sich bei Vesser im Thüringer Walde die unter dem Namen schwarzer Krux bekannte Magneteisensteinlagerstätte im Syenit, über welche Krug v. Nidda (Karstens und v. Dechens Archiv XI. 14) und Credner (Poggend. Ann. LXXIX. 146) berichtet haben. Das Magneteisen ist ein sehr verbreiteter Gemengtheil des Syenit im Thüringer Walde, die Erzlagerstätte scheint nur dadurch hervorgebracht, dass das Magneteisen sich local concentrirt hat. Bänke von reinem Magneteisen wechseln in kurzen Zwischenräumen durch deutliche Uebergänge mit minder reichen und ganz unhaltigen Syenitzonen. Aehnliche Magneteisensteinlagerstätten finden sich bei Hackedal und Hurdal in Norwegen (nach Keilhau) und in Arkansas (100 Meilen von New-Madrid nach Featherstonhaugh).

Indem der Syenit meistens immer mit dem Granit auf irgend

eine Weise räumlich verknüpft ist, sei es durch Uebergänge, welche die gleichzeitige Bildung beider Gesteine bekunden, oder durch Gangbildungen, so tritt auch der Syenit im Gebiet des Gneiss, Glimmerschiefers, Thonschiefers und namentlich der silurischen und devonischen Formation zu Tage. Am südlichen Abhang des Thüringer Waldes bei Brotterode, Mehlis und Zella unweit Suhl, am Ehrenberg bei Ilmenau. Im Odenwald zieht er sich aus der Nähe von Heppenheim bis Weinheim und breitet sich in einem Theile des Weschnitz- und Gorxheimer Thales weiter aus, von sehr zahlreichen, zoll- bis mehrere Fuss mächtigen Granitgängen durchsetzt. Im Plauenschen Grund bei Dresden steht in grotesken Felsen ein schöner Normalsyenit an. Verbreitet sowohl in der Granitpartie von Meissen (von zahlreichen Granitgängen durchsetzt) auf dem linken Elbufer als in jener grossen, welche auf dem rechten Elbufer aus der Gegend von Moritzburg bis nach Rumburg und Görlitz sich hinzieht. Aus ausgezeichnetem Syenit besteht auch nach Naumann die westliche Hälfte des mächtigen Lagergangs von Tronitz auf dem linken Ufer der Elbe (Geogn. Beschr. d. Kgr. Sachsen Heft V). In Mähren zieht sich eine grosse stockförmige Syenitpartie in einer Länge von 10 Meilen von Kienitz über Blansko, Brünn bis Boskowitz. Im niederschlesischen Gebirge kennt man zwischen Lewin und Klein-Jürgsdorf ein Syenitgestein und eine grössere Masse davon dehnt sich östlich von Glatz aus der Gegend von Volmersdorf über Ober-Hansdorf und Troschkau bis nach Ullersdorf in das Thal der Biele hin aus (Zobel und v. Carnall in Karstens Archiv 1831. 42. 46).

Die zum grossen Theil als Syenit aufgeführten Gesteine des Banat, welche nach Kudernatsch (Sitzgsber. d. Wien. Ak. XXIII. 1857. 66) bei Dognaczka, Oravicza, Szaska, Moldawa langgestreckte Gangstöcke bilden und die dortigen Jura- und Kreidekalksteine mit Granat, Vesuvian, Tremolit, Wollastonit und manchfachen Erzen imprägnirt sowie verkieselt haben, scheinen mehr zum Syenitgranitporphyr hinzuneigen. Aehnlich der Syenit des Bihar-Gebirges im südöstlichen Ungarn, von dem Peters berichtet, dass er den Liassandstein durchsetzt und dislocirt, und als stockförmige Masse in einen Neocomkalkstein eindringt, wobei er von einem mächtigen, aus Wollastonit, Granat und bläulichem Kalkspath bestehenden Contactgebilde begleitet wird. Vielleicht erweisen sich diese Gesteine,

welche mit dem Timazit in naher Verbindung zu stehen scheinen, als trachytische (vergl. Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. XIV. 1862. 249).

In den Vogesen liegt eine Reihe von mächtigen Stöcken, aus Syenit und Syenitgranit bestehend, vom Windstein bis zum Ballon von Giromagny in der Richtung von NNO. nach SSW. hintereinander, welche zum Theil aus dem Granit selbst aufragen.

In Tyrol besteht der Kern der Eruptivmassen von Predazzo und der mächtige Gebirgsstock des Monzoni aus einem Syenit (Monzon-Syenit, v. Richth.), welcher zusammengesetzt ist aus lichtfleischrothem Orthoklas, der nur in wenigen Abänderungen vorwaltet, weissem stark gestreiftem Oligoklas, der am Monzoni gegen den erstern vorherrscht, dunkellauchgrüner blätteriger Hornblende und tombakbraunem Glimmer (vergl. über dieses Gestein den Hypersthenit). Der Triaskalk ist an den Grenzen in den schönsten weissen körnigen Marmor auf eine Entfernung von mehrern 100 Fuss umgewandelt und mit Granat, Vesuvian, Gehlenit und andern Silicaten imprägnirt.

Auf der Hebrideninsel Skye ist der Syenit sehr verbreitet; die Berge Beinn Cailleaich, Beinn Dhearg, Beinn Bhuidhe bestehen z. B. daraus; doch gehört nach der Beschreibung von Geikie wenigstens ein Theil dieser Gesteine zu den Syenitgraniten. Macculloch spricht auch von Syenitgängen in dem dortigen grauen dichten Liaskalk und von einer Auflagerung des Syenit auf diesem Kalkstein, v. Dechen und v. Oeynhausen vermochten diese beiden Erscheinungen nicht aufzufinden. Quarzführender Hornblende-Syenit erscheint in den Malvern-Hills in Worcestershire (Mem. of the geol. survey II. part. I. 40). Ausgezeichnete Gänge von Syenit im Glimmerschiefer, die an den Küsten stundenweit verfolgt werden können, finden sich in der irländischen Grafschaft Antrim bei der Goodland-Klippe (Griffith, Geolog. Transactions (2) V. 279). In Norwegen vielorts, z. B. im südlichen Theil, wo der Syenit des Ullern-Aasen unfern Christiania schöne feinkörnige Ramificationen in den angrenzenden Schiefer hineintreibt. Die Contactgesteine sind mehr oder weniger umgewandelt, die Kalksteine in weisse körnige Kalke umkrystallisirt, die Schiefer mit Chiastolithen erfüllt. Nach Kjerulf und Tellef Dahll hat in Tellemarken Syenit das weite Silurbecken ausgefüllt und sich als breiter Strom über den ältern Gneissgranit

und über die Schiefermassen hingeschoben. In Finnland in der Umgegend von Wiborg, zwischen Sassi und Rantiola.

Im Allgemeinen besitzt der Syenit dieselben Altersverhältnisse, wie der Granit; wie bei diesem erweisen sich auch verschiedene Ablagerungen als verschiedenalterig. Wenn es auch ältere Syenite geben mag, so scheint doch die Hauptbildung in die Zeit während und gleich nach der Ablagerung der sog. Uebergangsformation zu fallen; dass es indessen auch Syenite gibt, welche sich erst nach der Trias abgelagert darstellen, darauf weisen die berührten Verhältnisse von Predazzo in Tyrol hin; die banater Gesteine würden als Syenite ausserordentlich jugendliches Alter besitzen.

Streng, S.analysen, Poggend. Ann. XC. 1853. 132.
G. Bischof, S.anal., Lehrb. d. ch. u. ph. Geol. (I. Aufl.) II. 930.
Kjerulf, S.anal., Christiania-Silurbecken 1855. 12.
Zirkel, S.anal., Poggend. Ann. CXXII. 1864. 662.
G. Rose, Ueber S., Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 368.
Bronn, schieferiger S. des Odenwalds, Gaea Heidelbergensis S. 32.
Naumann, sächs. S., Erläuter. z. geogn. Karte v. Sachsen 1845. H. V.
G. Leonhard, S. im Odenwald, Geogn. Skizze d. Grh. Baden 21.
C. W. Fuchs, S. im Dumkuhlenthal des Harzes, N. Jahrb. f. Min. 1862. 812 und 856.
v. Richthofen, S. des Monzoni und von Predazzo, Geogn. Beschr. v. Südtyrol 1860. 144.
Stache, S. von Ditró, Geologie Siebenbürgens 1863. 196.
Kudernatsch, S. des Banat, Sitzgsber. d. Wien. Akad. 1857. XXIII. 66.
A. Geikie, S. von Skye, Qu. journ. of the geol. soc. XIV. 1858. 11.
Keilhau, S.gänge von Ullern-Aasen bei Christiania, Gaea Norvegica I. 53.
G. Rose, S. im Ural, Reise nach dem Ural II. 560.

Foyait.

Blum stellte den Namen für dieses Gestein auf, welches in dem Gebirge Monchique in der portugiesischen Provinz Algarve die Berge Foya und Picota bildet.

Es ist ein krystallinisch-grobkörniges bis feinkörniges Gemenge von Orthoklas, Elaeolith und Hornblende, ein Elaeolith-Syenit. Der alte Foyait stellt dieselbe Mineralcombination dar, welche unter den jüngern Gesteinen dem Nephelin-Phonolith eigen ist. Der letztere ist auch quarzfrei, in ihm ersetzt der Sanidin den Orthoklas des Foyait, der Nephelin dessen Elaeolith.

Der Orthoklas ist weiss und grauweiss und herrscht vor,

manchmal drei Viertel des Gesteins ausmachend; bisweilen umschliessen seine Krystalle Elaeolith und Hornblende. Der Elaeolith zeigt gewöhnlich stark fettglänzende, sechsseitig umgrenzte Individuen von röthlichgrauer bis fleischrother Farbe, die grünlichschwarze Hornblende erscheint in einzelnen Säulen oder in kleinen, körnigen und strahlig-blätterigen Partieen. Als accessorische Gemengtheile finden sich Magneteisen und Titanit (ziemlich häufig), Eisenkies und Blättchen braunen Glimmers. Das spec. Gewicht beträgt 2.60—2.64.

Die grobkörnigen Varietäten sinken oft rasch zu feinkörnigen, scheinbar dichten grünsteinähnlichen und solchen herab, welche durch ausgeschiedene Orthoklas- und Elaeolithkrystalle porphyrartig sind. An manchen Stellen selbst des sonst frischen Gesteins ist der Elaeolith in einen spreusteinartigen Zustand übergeführt, zu vergleichen den Zeolithen im Phonolith. Der Foyait ist sehr nahe verwandt mit gewissen zirkonfreien Abänderungen des Zirkonsyenit Norwegens.

Blum, N. Jahrb. f. Min. 1861. 426.

Zirkonsyenit.

Der Zirkonsyenit, von Manchen nur als eine Abart des Syenit betrachtet, ist jedoch ein mit so vielen Eigenthümlichkeiten ausgestattetes Gestein, dass es vollständig von jenem getrennt und gesondert aufgeführt zu werden verdient. Es ist ein krystallinischkörniges Gemenge von Orthoklas, Elaeolith, Zirkon, hier und da mit spärlicher Hornblende. Vorzugsweise das südliche Norwegen und einige Gegenden von Grönland sind die Fundorte dieses schönen, in manchfacher Hinsicht interessanten Gesteins. In Norwegen breitet sich der Zirkonsyenit besonders in den Gegenden aus, welche zwischen dem Ausgange des Christianiafjord südlich von Tönsberg und dem Langesundfjord liegen und dehnt sich von da an der Westseite des Laugen-Elv in bedeutender Erstreckung gegen Norden bis zum Skrimsfjeld südlich von Kongsberg aus. Eine andere Verbreitung gewinnt er nördlich von Christiania im Maridal und in der Gegend von Hakkedal, wo er am höchsten sich erhebt; als fernere Fundorte von Zirkonsyenit werden angegeben: Asby in Dalarne, Insel Seiland in Westfinnmarken, Cap Comfort und Kittiksut in Grönland.

Der Orthoklas bildet sehr häufig Individuen von beträchtlicher Grösse, welche sich bisweilen durch eine prachtvoll schillernde Farbenwandlung auszeichnen, indem sie am häufigsten mit blauen, aber auch mit verschiedenen blauen, grünen, gelben und rothen Farben spielen. Nach Breithaupt ist dieser Feldspath kein Orthoklas, sondern die von ihm Mikroklin genannte Species, welche triklinisch sein soll wie der Albit, deren Hauptspaltungsflächen aber nur 2 Fuss vom rechten Winkel abweichen (Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1856). C. Gmelin fand in diesem Feldspath aus Laurvig: Kieselsäure 65.90; Thonerde 19.46; Eisenoxyd 0.44; Kalk 0.27; Kali 6.55; Natron 6.14; Glühverlust 0.12 (Poggend. Ann. LXXXI. 311). Ob auch Oligoklas daneben vorkommt, ist noch nicht zur Genüge festgestellt. Dagegen hat Bergemann noch eine andere vielverbreitete Feldspathsubstanz in dem norwegischen Zirkonsyenit aufgefunden; sie ist gelblich oder bräunlich, ihre Hauptspaltungsflächen sind stark glänzend, die nächstvollkommenen matter. Die Bestimmung des spec. Gewichts ergab 2.726, die Analyse wies 5.08 pct. Ceroxyd nach (61.85 Kieselsäure, 16.45 Thonerde, 5.08 Ceroxyd, 1.90 Eisenoxyd, 0.46 Kalk, 1.48 Magnesia, 7.50 Natron, 3.78 Kali, 1.04 Glühverlust, 0.013 Phosphorsäure). Bergemann hält diesen Feldspath für ein Gemenge aus natronreichem Orthoklas (91.7), einem wasserhaltigen Ceroxydulsilicat (6.77) und etwas kohlensaurem Kalk (2) (Poggend. Ann. 1858. CV. 118).

Der Elaeolith zeichnet sich durch seinen Fettglanz aus, die Hornblende ist dunkelschwarz, auf den Spaltungsflächen lebhaft glasglänzend, sehr natronhaltig und ähnlich dem Arfvedsonit, der schon am blossen Kerzenlicht schmilzt; daneben kommt auch gemeine Hornblende vor. Quarz findet sich nur als unwesentlicher Gemengtheil. Die Zirkonkrystalle sind meist langsäulenförmig ausgebildet.

Ein durch Wiesnaës untersuchter Zirkonsyenit von Maridal in Norwegen ergab 66.39 Kieselsäure, 13.79 Thonerde, 3.61 Eisenoxyd, 2.03 Kalkerde, 13.15 Alkalien, 1.03 Wasser (100.00), und ein spec. Gewicht von 2.749, war also zweifelsohne quarzhaltig.

Der norwegische Zirkonsyenit ist das Muttergestein zahlreicher seltener Mineralien, welche darin accessorische Gemengtheile bilden. Hausmann zählt 50 verschiedene Mineralien auf, welche darin vorkommen (N. Jahrb. f. Min. 1852. 712): Bleiglanz, Zinkblende, Molybdänglanz, Eisenkies, Kupferkies, Titaneisen, Quarz, Carneol,

faseriger Brauneisenstein, Magneteisen, Zirkon, Talk, Akmit, Aegirin, Hornblende, Strahlstein, Arfvedsonit, Thallit, Granat, Beryll, Elaeolith, Albit, Oligoklas, Glaukolith, Glimmer, Steinmark, Thorit, Krokydolith (der Asbest des Arfvedsonit), Apophyllit, Analcim, Desmin, Eudnophit, Chlorit, Katapleiit, Leukophan, Sodalith, Cancrinit, Wöhlerit, Mosandrit, Sphen, Tritomit, Polymignyt, Pyrochlor, Yttertantal, Eukolith, Apatit, Kalkspath, Flussspath. Darunter finden sich 34 Silicate und zwar 21 wasserfreie und 13 wasserhaltige. Von den jetzt bekannten Elementen sind 31 in diesen accessorischen Mineralien enthalten und darunter mehrere, welche zu den allerseltensten gehören. So finden sich: Zirkonerde im Zirkon, Katapleiit, Polymignyt, Wöhlerit, Eukolith; Thorerde im Thorit, Pyrochlor; Yttererde im Tritomit, Polymignyt, Yttertantal; Beryllerde im Beryll, Leukophan; Cer- und Lanthanoxyd im Mosandrit, Tritomit, Polymignyt, Pyrochlor; Tantalsäure und Niobsäure im Wöhlerit, Pyrochlor, Yttertantal, Eukolith; Titansäure im Titaneisen, Sphen, Mosandrit, Polymignyt, Pyrochlor; von Zinnoxyd Spuren im Thorit, Tritomit, Pyrochlor; Chlor im Sodalith, Apatit; Fluor im Pyrochlor, Flussspath. Die grösste Manchfaltigkeit fremdartiger Einmengungen stellt sich an den Grenzen der Zirkonsyenitablagerungen ein. Manche sind durch die ganze Masse vertheilt und finden sich nur an der Grenze mehr angehäuft, andere erscheinen ausschliesslich an der Grenze als eigentliche Contactmineralien. Hin und wieder wird in dem Zirkonsyenit eine Anlage zur cavernösen Textur wahrgenommen, indem sich grössere und kleinere Hohlräume zeigen, welche mit verschiedenen Mineralien ausgekleidet sind, z. B. mit getropftem Carneol bei Stavaern, mit Analcim- und andern Zeolithkrystallen. Ueberaus häufig ist Spreustein in dem Zirkonsyenit, bald in kleinern Partieen, bald in grössern Massen.

Leopold v. Buch, Reise nach Norwegen I. 133.

Hausmann, Reise n. Skandin. II. 103 u. V. 235; Karst. u. v. D. Arch. 1851. XXIV. 581 und N. Jahrb. f. Min. 1852. 712.

Scheerer, N. Jahrb. f. Min. 1843. 641. Pogg. Annal. CXIX. 145.

Wiesnaes, Nyt magaz. f. naturvidensk. V. 1848. 316.

Miascit.

Den Namen ertheilte G. Rose, weil das Gestein bei dem Hüttenwerk Miask im Ilmengebirge eine weite Verbreitung hat. Im Ganzen dem norwegischen Zirkonsyenit sehr nahe stehend, ist es

ein meist grobkörniges granitartiges Gemenge aus Orthoklas, Elaeolith, schwarzem Glimmer; die Gemengtheile haben gewöhnlich mehrere Linien Durchmesser.

Der stets über den Elaeolith vorherrschende Orthoklas ist weiss oder etwas graulich und nach Breithaupt Mikroklin (vergl. S. 25); Utendörffer fand darin nach Breithaupt: Kieselsäure 68.16, Thonerde 20.50, Kali 6.62, Natron 4.72 (100.00); da hierin das Sauerstoffverhältniss von $\dot{R} : \dddot{\underline{Al}} : \ddot{Si} = 1 : 4.1 : 15.2$ ist, so entspricht diese Analyse gar keinem Feldspath und verdiente wiederholt zu werden. Der Elaeolith, der eine grosse Aehnlichkeit mit Quarz hat, ist graulichweiss oder gelblichweiss mit geringem Fettglanz, der schwarze Glimmer in dünnen Blättchen lauchgrün und nahezu optisch einaxig. Sodalith von grauer oder schön blauer Farbe ist manchmal so häufig, dass v. Cotta ihn zum wesentlichen Gemengtheil erhebt. Der Miascit mit seinem Elaeolith- und Sodalithgehalt ähnelt sehr den jungen Nephelin- und Nosean-führenden Phonolithen. Bisweilen, hauptsächlich nach der Granitgrenze zu, wird der Elaeolith theilweise durch Hornblende ersetzt und es gesellen sich dann auch wohl Albit (Oligoklas?) oder etwas Quarz hinzu. Zahlreich sind die accessorischen Mineralien, unter denen sich manche seltene Species findet: Zirkon, welcher hier im Unterschied mit dem des Zirkonsyenit einen oktaedrischen Habitus zeigt, Ilmenit, eingewachsen in Krystallen, die bisweilen bis $3\frac{1}{2}$ Zoll breit und 2 Zoll hoch sind, Wöhlerit, Cancrinit, Davyn, Apatit, Flussspath, Monazit, Magneteisen, Pyrochlor, Aeschynit.

Von Miask dehnt sich der Miascit weit nach Norden aus, und wird östlich von Granit, westlich von Gneiss begrenzt, gegen welchen hin er zum Theil seine granitische Textur in eine flaserige umwandelt. Auf der Ostseite nach dem Granit zu verliert sich allmählich der Elaeolith aus dem Gemenge.

Bei Tasokpatak im Orotvathale zwischen Ditró und Borszék in Siebenbürgen treten auch in Verbindung mit Syenit und dem gleich zu erwähnenden Ditroit Gesteine auf, die sich vollständig dem Miascit anschliessend, nach Breithaupt und v. Cotta ein grobkrystallinisches Gemenge darstellen, welches vorherrschend aus Mikroklin, Sodalith und Nephelin (Elaeolith) besteht. Schwarzer Glimmer, Wöhlerit, Magneteisen und Eisenkies bilden darin nur kleine Beimengungen, Davyn kommt nur local darin vor, auch fanden sich

kleine Zirkone und ein kleiner Krystall von Pyrochlor. Der Sodalith ist theils blass smalteblau, theils bläulichgrau; die Masse des in kleinen Felsen anstehenden Miascit zeigt bei wechselnder, sehr grob- und mittel- bis feinkörniger Textur Spuren einer lagenförmigen Anordnung, welche sich namentlich durch die Vertheilung des leicht unterscheidbaren Sodalith zu erkennen gibt. Bei Ditró erscheinen nordöstlich vom Piritskerberg auch hornblendehaltige Miascite.

Ein aus vorwiegendem Orthoklas, schwarzen Glimmertafeln, Zirkon, röthlichem triklinischem Feldspath, Elaeolith und Sodalith bestehendes Gestein beschrieb Kimball als gangbildend im quarzfreien Porphyrit bei Salem, Massachusetts.

G. Rose, Poggend. Ann. 1839. XLVII. 375 und Reise nach dem Ural II. 47, 95 und 535.
Breithaupt, Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1858. Nro. 6 u. 1861. 493.
v. Cotta, Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1862. 73.
Kimball, Am. journ. of sc. (2) XXIX. 1860. 65.

Ditroit.

Mit diesem Namen möchte man am besten das eigenthümliche sich dem Miascit nähernde Gestein von Ditró im östlichen Siebenbürgen belegen, welches v. Haidinger als Hauynfels bezeichnet hat, indem letztere Benennung leicht zu Verwechslungen mit dem vulkanischen Hauynophyr führt.

Dieser Ditroit, ein Glied des eine grosse Manchfaltigkeit in der Gesteinsausbildung zeigenden Syenitstocks von Ditró ist nach v. Haidinger ein grob- bis kleinkörniges Gemenge von blauem Chlor-Hauyn (Sodalith) mit Orthoklas, Cancrinit, Elaeolith, Oligoklas in verschiedenen weissen, grauen, röthlichgelben Tönen, von kleinern eingesprengten Theilen von schwarzer Hornblende und Glimmer, von Magneteisen, von kleinen gelblichbraunen Titanitkrystallen und wohl noch andern Mineralien. Der Chlorhauyn in zum Theil über zollgrossen, krystallinischen stark durchscheinenden Massen, zeigt granatoedrische Spaltbarkeit, ein spec. Gewicht zwischen 2.318 und 2.325, Härte 5.5, und eine Farbe zwischen himmelblau und lasurblau. C. v. Hauer fand darin: Kieselsäure 40.68, Thonerde 31.63, Kalk 0.40, Natron 21.00, Chlor 6.00, Eisenoxyd und Schwefelsäure Spuren, Wasser 0.61 (100.32). v. Haidinger verglich dieses blaue Mineral mit den ähnlichen Vorkommnissen von Lamö

bei Brevig in Norwegen, von Miask und von Litchfield in Maine, Nordamerica. Der blassfleischrothe Cancrinit (spec. Gew. 2.452) enthält nach der Analyse von Tschermak: Kieselsäure 37.2, Thonerde 30.3, Kalk 5.1, Natron 17.1, Wasser 4.0, Kohlensäure 5.2 (98.9). Breithaupt bezeichnet den Feldspath dieses Gesteins als Mikroklin und wies auch Wöhlerit darin nach; v. Cotta, welcher dasselbe mit dem Miascit vereinigt, fand darin vereinzelt auch Zirkon, Pyrochlor und ebenfalls Wöhlerit.

Der alte Ditroit findet in mineralogischer Hinsicht in den jungen hauynführenden Nephelin-Phonolithen seine Analogie.

v. Hauer, Jahrb. der k. k. geol. R.anst. XI. 85.
v. Haidinger, Jahrb. der k. k. geol. R.anst. XII. 64.
Tschermak, Sitzungsber. d Wien. Akad. d. W. XLIV. 134.
Breithaupt, Berg- und Hüttenm. Zeitg. 1861. 493.
v. Cotta, Berg- und Hüttenm. Zeitg. 1862. 73.
Fr. v. Hauer und Stache, Geologie Siebenbürgens 1863. 197.

Quarzfreier Orthoklasporphyr.

(Syenitporphyr G. Rose, Porphyrit Naumann z. Th.)

Gegenüber den Quarz und Orthoklas führenden Felsitporphyren unterscheiden wir unter obiger Bezeichnung diejenigen porphyrischen Orthoklasgesteine, welche keinen Quarz enthalten, welche sich daher als Porphyrausbildung von syenitischem Material darstellen. G. Rose hat in Anbetracht dessen diese Gesteine auch als Syenitporphyr bezeichnet, »welcher in einer Grundmasse eingeschlossene Krystalle von Feldspath (d. i. Orthoklas), Oligoklas, Magnesiaglimmer und Hornblende enthält und sich somit von dem Porphyr (d. i. Felsitporphyr) nur dadurch unterscheidet, dass er keinen Quarz enthält« (Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 1849. 377). Wir würden unbedenklich gleichfalls den Namen Syenitporphyr für die in Rede stehenden Gesteine gewählt haben, wenn man nicht früher mit Syenitporphyr auch gewisse quarzführende Porphyre (z. B. bei Frauenstein und Altenberg im Erzgebirge, chlorithaltige Granitporphyre) bezeichnet hätte, wodurch also eine Verwirrung nahe gelegt würde, wenn nicht dennoch die »Syenitporphyre« meist so wenig Hornblende enthielten, dass eine vollständige Analogie mit dem Syenit vermisst wird, und wenn nicht übrigens auch G. Rose unter seinem Syenitporphyr orthoklasfreie Oligoklasgesteine befasst hätte, wie

den Wilsdruffer Porphyr in Sachsen, was eigentlich, wenn die Parallele mit Syenit aufrecht erhalten werden sollte, nicht gestattet war. Naumann begreift unter dem Namen Porphyrit (Geognosie I. 600, mit ihm v. Cotta, Gesteinslehre 1862. 105) sowohl die quarzfreien Orthoklas- als die quarzfreien Oligoklasgesteine und betont namentlich letztere; nur ein Theil und zwar der kleinere der Porphyrite Naumanns gehört also hierher und wir haben es vorgezogen, mit Roth die Bezeichnung »quarzfreier Orthoklasporphyr« zu wählen, um damit in einfachster Weise und zur Vermeidung jeglichen Missverständnisses die characterisirende mineralogische Constitution zum Ausdruck zu bringen. Ausser dem Orthoklas erscheinen Oligoklas, auch Hornblende oder Glimmer. Diese Mineralcombination findet somit in den jüngern Sanidin-Trachyten und Sanidin-Oligoklastrachyten ihre vollständigen Parallelen.

Die Feldspathe in den quarzfreien Orthoklasporphyren der Umgegend von Christiania haben zu manchen Discussionen Anlass geboten. L. v. Buch nannte diese Gesteine wegen des rhombenförmigen Querschnitts ihrer zollgrossen Feldspathkrystalle Rhombenporphyre; geht bei den Krystallen, die dem Orthoklas angehören, der Durchschnitt parallel P und nur durch die Seitenflächen, so entstehen Rhomben von ungefähr 116°, die Durchschnitte parallel M erzeugen Rhomboide von ungefähr 144°. Delesse untersuchte die röthlichgrauen Feldspathkrystalle des dunkelgrünlichgrauen Rhombenporphyr von Tyveholmen und fand sie zusammengesetzt aus: Kieselsäure 55.70, Thonerde 25.23, Eisenoxyd 1.71, Kalk 4.94, Magnesia 0.72, Natron 7.04, Kali 3.53, Wasser 0.77 (99.64); es gibt diese Analyse das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 7, weshalb Delesse den Feldspath für einen labradorähnlichen hielt, welcher sich vom Labrador durch geringern Kalk- und grossen Kaligehalt unterscheide; der grössere Kieselsäuregehalt ward noch durch mehrere Versuche festgestellt. Delesse vereinigte daher dieses Gestein mit den Melaphyren, bemerkt jedoch selbst, dass diese oft 4 — 5 Cm. langen Feldspathkrystalle nicht die Zwillingsstreifung des triklinen Labrador zeigen (Annal. des mines (4) XII. 1847. 265). Naumann ist mit Kjerulf und Delesse geneigt, diesen Porphyr von Tyveholmen einer andern Gesteinsfamilie zuzuweisen, Kjerulf zählt ihn zum Melaphyr. G. Rose hat die Untersuchungen über die Feldspathe der norwegischen Rhombenporphyre fortgesetzt und ist zu Resul-

taten gelangt, welche von denen Delesses abweichen, sich indessen auch auf andere Varietäten beziehen, nämlich auf die braunrothen und braunen Rhombenporphyre, welche von Delesse auch als abweichende Varietäten erwähnt werden. Er fand, dass die Feldspathkrystalle aus diesen Gesteinen rechtwinkelig spalten, wie der Orthoklas und gleichfalls keine Zwillingsstreifung zeigen. Kern bestimmte ihren Kieselsäuregehalt zu 62.89 pct., ihr spec. Gewicht zu 2.615, Svanberg fand in ihnen 59.76, Kjerulf 60.78 pct. Kieselsäure (nach letzterm Forscher sind aber die Krystalle nicht orthoklastisch, Christiania-Silurbecken 1855. 32). G. Rose war nun der Ansicht, dass die Feldspathe aus diesen Rhombenporphyren entweder nach der Analyse von Kern zu wenig Kieselsäure ergeben haben und verunreinigte natronreiche Orthoklase seien, oder die Zusammensetzung des Oligoklas haben und da sie trotzdem rechtwinkelig gegen einander geneigte Spaltungsflächen besitzen, mit der von Breithaupt aufgestellten Species Loxoklas zu vereinigen seien, welche die Zusammensetzung des Oligoklas mit der Spaltbarkeit des Orthoklas vereinigt (Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 378). Nach Smith und Brush ist jedoch der Loxoklas Breithaupts von Hammond nur ein etwas verwitterter natronreicher Orthoklas. Die grossen Krystalle der Rhombenporphyre, sowohl des von Delesse als des von Rose untersuchten sind ohne Zweifel Orthoklase, welche indessen in reichlicher Menge mit blossem Auge sichtbare und mikroskopische Hornblende-, Glimmer- und Magneteisenpartikel einschliessen, woher auch ihre dunkle Farbe rührt; ausserdem werden diese Krystalle bisweilen von einem schmalen 1—2 Linien breiten nur sehr wenig durch die etwas hellere Farbe abstechenden Rand eines schiefwinkeligen Feldspaths umgeben, schliessen auch gestreifte Feldspathpartieen in ihrem Innern ein (vgl. Roth, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 283). Durch diese zahlreichen mechanischen Beimengungen verunreinigt können natürlich die Krystalle nicht die reine Orthoklaszusammensetzung ergeben, daher auch einerseits die Niedrigkeit, andererseits das Schwanken der Kieselsäurewerthe: Delesse mit 56, Svanberg mit 60, Kjerulf mit 61, Kern mit 63 pct.; deshalb erhielt auch Delesse für die Krystalle, für die Grundmasse und für das ganze Gestein eine bis auf den Eisengehalt sehr nahe übereinstimmende Zusammensetzung. Die Durchwachsung mit triklinem Feldspath hat auch wohl die Angabe Kjerulfs hervorgerufen,

dass die Krystalle nicht orthoklastisch seien. Wir zählen demnach alle Rhombenporphyre zu den Orthoklasporphyren.

In den quarzfreien Orthoklasporphyren tritt gerade wie im Syenit und im Sanidintrachyt neben dem Orthoklas auch Oligoklas auf, welcher sich dann meistens ausser der Streifung durch Farbe, geringere Pellucidität und grössere Kleinheit vor dem Orthoklas auszeichnet; so ist z. B. bei Schmiedeberg im Thüringer Wald, ebenfalls bei Ullernaas in Norwegen der Oligoklas graulichweiss, der Orthoklas fleischfarben. Hornblende und Glimmer, letzterer stets dunkler Magnesiaglimmer, zeigen sich in manchen quarzfreien Orthoklasporphyren. Die Abwesenheit von Quarz ist, wie es der Name des Gesteins besagt, characteristisch, nichtsdestoweniger wird man Gesteine, welche sehr spärlichen Quarz führen und geologisch von den quarzfreien nicht zu trennen sind, zweckmässig hierher stellen. Die Grundmasse der eigentlichen quarzfreien Orthoklasporphyre darf natürlicherweise keinen Quarz enthalten; jene wenigen Orthoklasgesteine, welche gleichfalls keinen Quarz ausgeschieden enthalten, deren Grundmasse aber eine felsitische, d. h. quarzhaltige ist (wie z. B. das Gestein von Elfdalen S. 552) werden dem Felsitporphyr zugezählt.

Quarzfreie Orthoklasporphyre der Gegend von Predazzo in Südtyrol enthalten Liebenerit, in grünlichgrauen, sechsseitigen Säulen, eine Pseudomorphose nach Nephelin. Hier findet sich dieselbe Combination in porphyrischer Ausbildung wieder, welche an der Zusammensetzung der alten deutlich körnigen Foyaite und Miascite Theil hat, und welche sich in den jungen Sanidin-Nephelin-Phonolithen wiederholt, und man kann diesen volle Beachtung verdienenden quarzfreien Orthoklas-Liebenerit-Porphyr dem quarzfreien Orthoklas-Oligoklas-Porphyr parallelisiren. Der Giesekit ist eine andere Nephelinpseudomorphose in einem Gestein vom Igalliko-Fjord in Grönland.

Als accessorische Bestandtheile erscheinen: Magneteisenerz, z. B. in den norwegischen Rhombenporphyren; Eisenglanz in den hierher gehörenden Gesteinen aus der Gegend von Ilmenau im Thüringerwald. Eisenkies nicht selten. Epidot spärlich im Gestein von Kolsaas im südlichen Norwegen. Kjerulf beschreibt in den Gesteinen des südlichen Norwegens blasenraumähnliche Höhlungen, welche zum Theil mit allerlei Mineralien erfüllt sind, mit Kalkspath,

welcher bisweilen Anthracitkügelchen umschliesst, mit Quarz, Flussspath, Natrolith, Manganspath, Prehnit, Apophyllit (Christiania-Silurbecken 64).

Von Analysen quarzfreier Orthoklasporphyre liegen fast nur diejenigen der norwegischen Gesteine vor, welche Kjerulf untersucht hat.

I. Boscampo-Brücke am Monte Margola bei Predazzo, Tyrol; Gang im Syenit, etwas verwittert, fleischrother, zum Theil kaolinisirter Orthoklas, ohne Quarz und Oligoklas. Kjerulf, Christiania-Silurbecken 1855. 14.

II. Ullernaas, Gang im grosskörnigen Syenit, in fleischrother Grundmasse graue durch Verwitterung rothe Orthoklase, spärliche weissgraue Oligoklase und grünliche Körner. Kjerulf, ebendas. 15.

III. Gang östlich vom Gausta-Hospital, ähnlich II; Orthoklas mit den Flächen M, T, l, x, P, etwas Eisenkies. Kjerulf, ebendas. 16.

IV. Guldkrone bei Jarlsberg; graue glänzende, 1—2 Zoll lange Orthoklase in chokoladebrauner Grundmasse. Kjerulf, ebendas. 18.

V. Spitze des Vettakollen (Rhombenporphyr L. v. Buchs, Melaphyr Kjerulfs) von rauchgrau-röthlicher Farbe. Kjerulf, ebd. 29.

VI. Tyvcholmen bei Christiania, rauchgraue Grundmasse des »Rhombenporphyr«. Delesse, Annal. des mines (4) XII. 1847. 268.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure . .	59.17	63.82	64.28	59.86	56.00	55.29
Thonerde . .	19.73	15.14	15.61	20.36	18.00	18.78
Eisenoxydul . .	1.71	5.37	4.18	5.14	7.58	9.46
Kalk	3.92	2.65	2.16	4.40	3.45	3.14
Magnesia . .	0.40	1.24	1.25	1.14	3.54	3.48
Kali	4.03	4.56	4.92	3.28	3.66	8.68
Natron . . .	3.54	4.04	4.66	4.36	5.01	
Glühverlust . .	3.40	1.54	1.10	0.91	0.78	1.17
Kohlensäure .	2.52	—	—	—	—	—
	98.42	98.36	98.16	99.45	98.02	100.00

Roth bemerkt sehr richtig, dass bei den norwegischen Gesteinen die chemische Zuammensetzung darauf verweise, dass manche derselben nichts anderes seien als die zur porphyrischen Ausbildung gelangten benachbarten Syenite (vgl. S. 598). L. v. Buch äusserte bereits 1810: »Der Porphyr ist nur ein bis zur höchsten Feinkörnigkeit zusammengesunkener Syenit und dieser ein in seine Ge-

mengtheile bis zur sichtbaren Grösse auseinandergezogener Porphyr« (Reise durch Norwegen und Lappland I. 139). II und III erscheinen sehr sauer für ein quarzfreies Orthoklasgestein, dem auch basischere Feldspathe und andere Mineralien beigemengt sind. Das ganze Gestein V und die Grundmasse VI stimmen ausserordentlich genau miteinander überein, letztere, wie erwähnt, auch mit den ausgeschiedenen Feldspathen. Das spec. Gewicht von VI ist 2.771.

Der quarzfreie Orthoklasporphyr Südtyrols besitzt eine fleischrothe Grundmasse, worin meist in grosser Anzahl Orthoklaskrystalle eingewachsen sind, deren Zwillinge mitunter kaum 1 Linie dick und deren Hauptaxen sämmtlich einander parallel und senkrecht auf die Wände der wenig mächtigen Gänge sind; in den Gängen von bedeutenderer Mächtigkeit verschwindet diese regelmässige Anordnung; es ist dies das eigentlich gesonderte Aufführung verdienende Gestein, welches den zu Liebenerit umgewandelten Nephelin führt, ein Vorbild der spätern Sanidin-Nephelin-Phonolithe, deren Sanidinkrystalle ebenfalls eigenthümlicher Weise so häufig parallele Lage besitzen. Von Oligoklas und Quarz ist keine Spur vorhanden; dieses Gestein, das jüngste Eruptivgestein Südtyrols, bildet meist kleine Gänge in der Umgegend von Predazzo; der Liebenerit findet sich namentlich eingewachsen am Abhang der Margola gegen die Boscampo-Brücke, in den Felstrümmern im Rivo di Viesena und an dem Abhang gegen Forno und Moëna.

Die Gesteine des südlichen Norwegens bilden Gänge, Lager und Decken; die Gänge, oft von bedeutender Mächtigkeit, setzen namentlich in der Umgegend von Christiania im Syenit auf (z. B. am Vettakollen); in Ringerige lagert über dem Devonsandstein eine über 1000 Fuss mächtige Decke.

Ausser diesen Gesteinen gehören noch zu den quarzfreien Orthoklasporphyren die durch v. Fritsch beschriebenen aus der Gegend von Ilmenau im Thüringerwald; sie enthalten in einer meist braunrothen Grundmasse gelblichbraun gefärbten Orthoklas in grosser Menge, hier und da mit schönem labradorisirendem Lichtschein auf der Spaltungsfläche M, spärlichern Oligoklas, heller gefärbt und minder glänzend, häufig braunen Magnesiaglimmer, welcher durch Zersetzung in ein blättriges, grünes, chloritartiges Mineral übergeht, vielleicht auch Hornblende, nicht selten Eisenglanz; so beschaffen ist z. B. das Gestein von der Silberleite, vom Helmsberg,

Hundsrück, grossen Hundskopf bei Allzunah. Andere Varietäten zeichnen sich durch sehr zahlreiche sechsseitige Tafeln und Säulchen von dunkelbraunem Magnesiaglimmer aus, neben welchen auch die Menge des Oligoklas zunimmt; in letzterer Varietät stellt sich auch mitunter etwas Quarz ein. Weniger Gänge als stockartige Massen bildend, sind sie jünger als die Steinkohlenformation, nach v. Cotta älter als die tiefsten kohlenführenden Schichten des Rothliegenden. Das braune Gestein vom Schmalenberg im Harz mit carlsbader Orthoklaszwillingen, welches Streng (Neues Jahrb. f. Min. 1862. 986) seltsamerweise als Diabasporphyr bezeichnet, scheint auch hierher zu zählen; es hat nur 49.01 Kieselsäure, also muss noch ein sehr basisches Silicat darin vorhanden sein, 7.69 Kali sind auf 0.61 Natron darin enthalten.

Delesse, Rhombenporphyr, Ann. des mines (4) XII. 1847. 263.
Rose, Rhombenporphyr, Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 1849. 378.
Kjerulf, q. O. Norwegens und Tyrols, Das Christiania Silurbecken 1855 und Nyt Magaz. for Naturvid. IX. 1857. 306.
v. Richthofen, q. O. in Südtyrol, Geognostische Beschr. v. Südtyrol 1860. 149. Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. W. XXVII. 1858. 314.
de Lapparent, q. O. von Predazzo, Ann. des mines (6) VI. 1864.
v. Fritsch, q. O. von Ilmenau, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XII. 1860. 119.

An den quarzfreien Orthoklasporphyr und zwar speciell an die glimmerhaltenden Varietäten desselben reiht sich die Minette, ein Gestein, welches in der That nichts anderes zu sein scheint, als ein Glimmer-Orthoklasporphyr, der namentlich von den französischen Geologen unter einer besondern Bezeichnung aufgeführt wird. v. Cotta vereinigt dasselbe mit den unten anhangsweise dem Porphyrit beigesellten Kersanton und Kersantit zu einer Gruppe, welche er wegen des vorherrschenden Glimmergehalts mit dem von Naumann herrührenden Namen Glimmertrapp bezeichnet. Bei der Betonung der Feldspathe müssen jedoch diese, in ihrer porphyrischen Ausbildung sich sehr ähnlich sehenden Gesteine von einander getrennt werden.

Minette.

Den Namen gab Voltz 1828; es ist derjenige, mit welchem die Bergleute von Framont in den Vogesen das betreffende Gestein bezeichnen.

Minette besteht aus einer feldspathigen Grundmasse, welche sehr viel dunklen Glimmer und Orthoklase enthält,

wozu bisweilen auch zersetzte Hornblendekrystalle treten. Die Farbe ist dunkelgrau, röthlich- bis schwärzlichbraun, die Textur der Grundmasse nach Pauly sehr häufig feinporös. Selten ist die Grundmasse vorwaltend und dann erscheint, wenn auch krystallinische Körner von Orthoklas eingesprengt sind, das Gestein deutlich porphyrisch, meistens hält die Menge der Glimmerblätter der Grundmasse wenigstens das Gleichgewicht. Bei vorwaltendem Glimmer wird das Gestein weich und selbst bei überwiegender Grundmasse erreicht es nicht die Härte der Orthoklasporphyre. Die Grundmasse hat eine dem Orthoklas sehr ähnliche Zusammensetzung mit einem Kieselsäuregehalt von 50—65 pct., dennoch werden die meisten Varietäten der Minette von Säuren angegriffen.

Die Glimmerschuppen sind, vorwiegend verworren gelagert, meist nur wenige Millimeter gross (in der Minette von Frabois bei Remiremont mehrere Centimeter lang), braun oder schwarz, selten grünlich gefärbt und gehören einem eisenreichen Magnesiaglimmer an, in welchem Delesse, dem wir hauptsächlich die erste eingehende Kenntniss dieser Gesteine verdanken, fand: Kieselsäure 41.20; Thonerde 12.37; Eisenoxyd 6.03; Eisenoxydul 3.48; Manganoxyd 1. 67; Magnesia 19.03; Kalk 1.63; Kali 7.94; Natron 1.28; Lithion 0.22; Fluor 1.06; Glühverlust 2.90 (aus der Minette von Servance). Der Winkel der optischen Axen ist kleiner als 5°. Bei der Verwitterung wird der Glimmer tombakbraun, broncefarben, goldgelb, grünlichgelb. Selbst in glimmerarmen Minetten hat sich der Glimmer zuweilen zu einzelnen Knoten bis zu Wallnussgrösse angesammelt.

Der Feldspath ist Orthoklas, meist in kleinen Blättchen und schlecht sichtbar, oft sogar ganz in der dicht scheinenden Grundmasse aufgehend, von braunröthlicher oder fleischrother Farbe. Vereinigt sich der Orthoklas zu Kugeln, so entsteht eine variolitische oder sphärolithische Textur. Die graulich- oder dunkelgrüne Hornblende ist meist in der Zersetzung so weit vorgeschritten, dass sie sich mit dem Fingernagel ritzen lässt. Quarzkörner hat man auch hier und da äusserst selten bemerkt, im Allgemeinen aber ist die Minette ein quarzfreies Gestein.

Als accessorische Gemengtheile treten auf etwas Chlorit, Magneteisenerz, Eisenkies und Kalkspath; letztere Mineralien sind wohl nur secundärer Entstehung. Alle Minetten des Odenwaldes

brausen nach Pauly mit Säuren, während in den wenigsten Fällen Spathe sichtbar sind. Sehr selten erscheinen spärliche Mengen eines klinoklastischen Feldspaths, wahrscheinlich Oligoklas. Kleine Kryställchen mit ausgezeichneter Streifung zeigen sich im Bombachthal im Odenwald. Halloysit, Epidot und Krokydolith finden sich als accessorische Bestandmassen ebenfalls von secundärer Entstehung.

Das spec. Gewicht der Minette gibt Delesse zu 2.65 an; die Angaben von Naumann für den Glimmertrapp sind höher, 2.755—2.807; sie schmilzt sehr leicht. Delesse unterscheidet als Hauptvarietäten:

a) porphyrartige Minette (z. B. bei Servance), reich an grössern Krystallen von Feldspath. b) dichte Minette (minette adélogène), worin Glimmer und Feldspathe zu sehr grosser Kleinheit hinabsinken. c) poröse Minette, mit vielen kleinen Höhlungen, nicht selten z. B. bei Schirmeck; unter der Loupe erscheint fast jede Minette mehr oder weniger porös. d) gefleckte Minette, eine poröse Minette, deren Hohlräume mit grüner Substanz, chloritischem Kalkspath oder Grünerde erfüllt sind, Gänge im Granit von Ranfaing bildend. e) schieferige Minette, entstehend durch parallele Lagerung der Glimmerblätter, meistens an den Seiten der Gänge, wo dann die Glimmerblätter den Gangwänden parallel liegen. f) kugelige Minette, kleine Kügelchen bis zu 1 Centimeter gross, vorwiegend aus Feldspathsubstanz bestehend, liegen oft in grosser Menge in der Minette; diese Varietät bildet manchmal die Saalbänder der Gänge (z. B. am Mont-Chauve, an der Kirche von Haut-Them), welche im Innern aus porphyrartiger Minette bestehen. Pauly unterscheidet: porphyrartige, poröse, zellige, schuppige, dichte, schieferige, parallelepipedische, sphäroidische, kugelige Minette.

I. M. vom Ballon d'Alsace, graubraun, mit sehr viel Magnesiaglimmer, mit Orthoklas und etwas Hornblende (bisweilen Oligoklas, selten Quarz), bildet einen Gang im Syenit; Delesse, Annales des mines (5) X. 1857. 329.

II. M. von Servance, rothbraune Grundmasse, fast ganz vom Glimmer befreit; Delesse, ebendas. 327.

III. M. von Hemsbach im Odenwald, möglichst frisch, röthlichgrau; Pauly, Neues Jahrb. f. Min. 1863. 311.

IV. M. von der Fuchsmühle bei Weinheim im Odenwald, frisch

dunkelgrau, aus dem Kern der Sphäroide im Syenitbruch, mit vielen grossen dunklen Glimmerblättern. Benecke bei Pauly, ebendas.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure . .	56.96	62.92	55.76	47.99
Thonerde . . .	12.95	16.30	15.87	16.23
Eisenoxyd . . .	7.58	2.20	7.87 Ḟe	5.24
Manganoxyd . .	0.65	0.60	0.19	0.96
Kalk	4.63	1.20	6.23	6.70
Magnesia . . .	6.62	2.35	5.44	6.85
Kali	4.35	12.93	4.01	10.22
Natron	2.22		2.10	1.54
Wasser	1.44	1.50	1.68	4.27
Kohlensäure . .	1.94	—	2.03	
	99.34	100.00	101.18	100.00

I enthält noch Spuren von Lithion und Kupfer. Aus II leuchtet die grosse Uebereinstimmung der Grundmasse der Minette mit Orthoklas ein. Aus I und III die Menge des Glimmers und Orthoklas berechnen zu wollen ist zu unsicher. IV mit einem für ein Orthoklasgestein ausserordentlich niedrigen Kieselsäuregehalt muss sehr glimmerreich sein.

Die Minette bildet meist keine Ablagerungen von grosser Ausdehnung, vorwiegend Gänge, welche namentlich an Granite und Gneisse gebunden sind. In den Vogesen setzt die Minette mehrorts gangförmig im Granit, Syenit und der Devonformation auf, in der Gegend von Remiremont, Niedermorschwir, Saint-Gilles, Frabois, Servance, Chateau-Lambert, Faucogney, Schirmeck. Die Gänge von Minette sind im Granit der Vogesen gewöhnlich feldspathreich, sehr wenig glimmerhaltig und von grösserer Mächtigkeit, im Uebergangsgebirge weniger mächtig und sehr glimmerreich; sinkt die Mächtigkeit unter 1 Meter, so sind die Gänge überhaupt sehr reich an Glimmer. In den Umgebungen von Lyon, z. B. bei Chessy ist nach Fournet wohlcharacterisirte Minette häufig. Fournet und Drouot haben die Minette auch in der Umgegend von Saint-Laurent und Romanèche in dem Dép. der Saône und Loire beobachtet, wo sie im Syenit und Felsitporphyr aufsetzt; sie erscheint auch bei Bourbon im Nièvre, bei Briquebec im Dép. der Manche, am Town-hill bei Saint-Hélier auf der Insel Jersey.

Bei Schriesheim im Odenwald entdeckte sie Lortet. Nach G.

Leonhard und Pauly ist die Minette im Odenwald in einer ausserordentlich grossen Anzahl von Gängen verbreitet, z. B. bei Ziegelhausen, Heiligkreuz, Weinheim, Sulzbach, Hemsbach, Ober- und Unter-Laudenbach. Im Schwarzwald setzt bei Kappel unweit Freiburg ein Minettegang im Gneiss, bei Albbruck unweit Baden ein solcher im Granit auf. Ausserdem ward Minette von Sismonda in der Gegend des Lago maggiore, von Fournet bei Annivier im Canton Wallis aufgefunden.

In Sachsen treten an zahlreichen Punkten Gesteine auf, auf welche Naumann zuerst den Namen Glimmertrapp anwandte, welche er aber später, so wie auch Delesse und Pauly als Minette bezeichnete. Nach den neuern Untersuchungen von H. Müller (Neues Jahrb. f. Min. 1865. 1) scheinen dieselben gleichwohl von der eigentlichen Minette verschieden zu sein; sie bilden eine fast glanzlose oder schimmernde, feinkörnig schuppige oder feinschieferige etwas poröse und ziemlich weiche Masse von grünlich-, gelblich- oder röthlichgrauer Farbe, welche bei Vergrösserung aus Quarz, Glimmer und Feldspath zusammengesetzt erscheint, und in welche zahlreiche hirsekorn- bis erbsengrosse rundliche oder längliche Concretionen einer ebenfalls feinkörnigen oder feinblätterigen schwarzgrünen bis graubraunen Mineralsubstanz oder eines Gemenges solcher mit der Grundmasse porphyrartig und in der Farbe ziemlich scharf abstechend eingewachsen sind. Dieses Gestein bildet in inniger Verknüpfung mit Grauwackenschiefern und andern Gliedern der Uebergangsformation schollenartige Bruchstücke oft von beträchtlichen Dimensionen, von denen im Gebiet der rothen und amphoteren grauen Gneisse häufig zahlreiche gruppenweise versammelt sind, so bei Metzdorf, Leubsdorf und Borstendorf unweit Augustusburg (von Naumann als Kuppen betrachtet), bei Zethau, Voigtsdorf, Dörnthal, Pfaffroda und Sayda, bei Mildenau, Mauersberg und Streckenwalde zwischen Marienberg und Annaberg. Auch das von v. Cotta als Gang bezeichnete Minettevorkommen im Thal der rothen Weiseritz bei Dippoldiswalde ist nach Müller eine solche Scholle (Ueber die Entstehung dieser Minette durch Umwandlung von Grauwackegesteinen vgl. Bildung der Minette in Bd. II.).

Voltz, Topographische Uebersicht der Mineralogie der beiden Rheindepartemente (in Aufschlagers Elsass) Strassburg 1828.

Drian, M. von Lyon, Minéralogie et pétrologie des environs de Lyon 282. vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1849. 359.

Daubrée, Description géologique et minéralogique du Dép. du Bas-Rhin. Strassburg 1852.
Delesse, Ann. des mines (5) 1857. X. 517; Comptes rendus 1857. 44; N. Jahrb. f. Min. 1858. 848 und 1860. 724.
G. Leonhard, M. im Odenwald, Verh. des nat.-med. Ver. zu Heidelberg II. 7, auch N. Jahrb. f. Min. 1861. 495.
Köchlin-Schlumberger, Note sur la Minette in Terrain de transition des Vosges, Strassbourg 1862.
Th. Ebray, Minette im Morvan, zwischen Prémery und Saint-Saulge, Bull. de la soc. géol. (2) XIX. 1862. 1029.
H. Pauly lieferte über Minette eine sehr ausführliche Abhandlung, Neues Jahrb. f. Min. 1863. 255 und 418.
Naumann, Geogn. Beschr. d. Kgr. Sachsen 1838. Heft II. 96.
v. Cotta, N. Jahrb. f. Min. 1853. 561.
H. Müller, N. Jahrb. f. Min. 1865. 1.
Th. Ebray, M. der Rhonegegenden, Mém. de l'ac. des sciences, belles-lettres et arts de Lyon, 1864. 8. Nov.

Nur eine Varietät der Minette scheint dasjenige Gestein zu sein, welches von französischen Geologen Fraidronit genannt worden ist. Es besitzt eine dicht erscheinende Feldspathgrundmasse, welche mit mehr oder weniger Glimmer gemengt ist. Die grüne Farbe der Grundmasse wird nach Lan durch beigemengten Chlorit hervorgebracht, auf dessen Anwesenheit auch das Resultat der Analyse hinzuweisen scheint; er befand die den Feldspath und Glimmer bindende Substanz als ein wasserhaltiges Silicat von Thonerde, Magnesia und Eisenoxydul (Kieselsäure 52; Thonerde 17; Magnesia 12; Eisenoxydul 15; Wasser 6). Feine Kalkspathadern durchziehen das mit Säuren brausende Gestein, in dessen Grundmasse auch kohlensaurer Kalk und kohlensaures Eisenoxydul vorhanden ist. Eisenkies und wenig Quarz treten als zufällige Gemengtheile auf, ersterer, vielleicht auch letzterer scheinen secundärer Entstehung.

Dieses Gestein bildet Gänge im Talkschiefer, Glimmerschiefer, Gneiss und Granit in den Dép. der Lozère und der Cevennen, besonders bei Vialas, bei Malons und Vallerange in der Aigoual-Kette, im Gardon-Thale bei St. Jean-du-Gard und bei Anduze. Es bietet so wenig Eigenthümliches, dass es wohl nicht verdient, ferner unter besonderm Namen aufgeführt zu werden.

Lan, Ann. des mines (5) VI. 412 und N. Jahrb. f. Min. 1858. 609.
Delesse, Ann. des mines (5) X. 1856. 572.
Emilien Dumas, Bull. de la soc. géol. (2) III. 1846. 572.

Bayerische StaatsBibliothek
Münchener DigitalisierungsZentrum Digitale Bibliothek

Zirkel, Ferdinand,

Lehrbuch der Petrographie

Bd.: 1

Bonn (1866)

Lith. 465 b-1
urn:nbn:de:bvb:12-bsb10284930-6